

UNIVERSITATEA „AL. I. CUZA” IAȘI
FACULTATEA DE GEOGRAFIE-GEOLOGIE
CATEDRA DE MINERALOGIE-GEOCHIMIE

III-17.636

Șef lucr. dr. NICOLAE BUZGAR

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ



Editura Universității „Alexandru Ioan Cuza” Iași

**UNIVERSITATEA „AL. I. CUZA” IAȘI
FACULTATEA DE GEOGRAFIE-GEOLOGIE
CATEDRA DE MINERALOGIE-GEOCHIMIE**

Șef lucr. dr. Nicolae Buzgar

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ



125006
B.C.U. - IASI

**Editura Universității „Al. I. Cuza”
Iași – 2000**

Referenți științifici:

Prof. dr. **Viorel Erhan**, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Facultatea de
Geografie-Geologie, Catedra de Mineralogie-Geochimie

Șef lucr. dr. **Traian Gavriloaiei**, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași, Facultatea
de Geografie-Geologie, Catedra de Mineralogie-Geochimie

Introducere

Mineralele și rocile se formează în urma desfășurării a trei procese fundamentale:

- consolidarea magmatică;
- blasteza metamorfică;
- exogeneza.

Aceste procese se caracterizează prin moduri deosebite de desfășurare, prin valori distinctive ale parametrilor termo-barici și prin natura și forma diferită a materialelor antrenate și rezultate. Exogeneza sau domeniul sedimentar se desfășoară la sau în imediata apropiere a suprafeței litosferei, în condiții de temperatură și presiune mai scăzute decât cele ale domeniului endogen (magmatic și metamorfic). În acest sens, exogeneza este definită de temperaturi ce nu depășesc $250^{\circ} - 300^{\circ}\text{C}$ și presiuni maxime de 4 – 5 Kbari. Separarea domeniului endogen de cel exogen numai după valorile temperaturii și presiunii nu este absolută. Astfel, activitatea hidrotermală și metasomatoza metamorfică, deși aparțin domeniului endogen (postmagmatic, metamorfic), se pot desfășura la temperaturi și presiuni similare cu cele ale domeniului sedimentar. În acest caz însă, deosebirea fundamentală constă în faptul că apa implicată în desfășurarea fenomenelor ce au loc în domeniul sedimentar este de natură meteorică pe când cea implicată în procesele hidrotermale și metasomatice nu provine direct din sursele de apă de la suprafața pământului (este fie apă juvenilă, fie apă meteorică antrenată inițial într-un proces metamorfic).

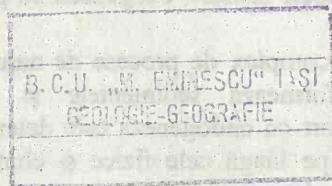
Desfășurarea celor trei procese fundamentale nu este reversibilă în toate cazurile. Dacă exogeneza și procesul metamorfic, sau procesul magmatic și cel metamorfic, se pot succeda în ambele sensuri, exogeneza nu poate fi urmată direct de procesul magmatic.

Exogeneza constituie un complex de procese de natură fizică, chimică și biotică în urma cărora se formează sedimentele și rocile sedimentare. Complexitatea exogenezei în raport cu endogeneza este determinată nu numai de manifestarea proceselor biotice (pe lângă cele fizice și chimice caracteristice și endogenezei), dar mai ales de simultaneitatea sau alternanța aproape generalizată a participării proceselor fizice, chimice și biotice în formarea sedimentelor și rocilor sedimentare. Sunt foarte rare cazurile în care un produs sedimentar este rezultatul unui singur proces (de exemplu geyseritele). De altfel, un exemplu mai mult decât

sugestiv în acest sens este cel al „recifilor”. Suntem tentați să spunem: „recifii se formează prin precipitare biochimică (biosecreție minerală), fiind rezultatul manifestării unui singur proces, cel biotic”. Afirmatia este valabilă dacă avem în vedere doar armătura sau cadrul rigid al recifului. Roca sedimentară care se va forma în final, și anume calcarul recifal, va fi rezultatul manifestării celor trei procese: fizice, chimice și biotice. Astfel, prezența unor intraclaste sau fragmente carbonatice în masa calcarelor recifale este rezultatul manifestării unui proces de dezagregare mecanică a unei părți a recifului datorită acțiunii curenților și valurilor. Prezența sparitului (cristale de calcit) în spațiile libere ale recifului este rezultatul unui proces de natură chimică, adică precipitarea din soluții. Și exemplele ar putea continua.

Exogeneza se caracterizează astfel printr-o diversitate mult mai mare de produse decât domeniul endogen tocmai datorită caracterului poligenetic al acestora; și cînd spunem „poligenetic” nu ne referim doar la faptul că la formarea produselor sedimentare participă unul sau altul dintre cele trei procese. Diversitatea mai este determinată și de prezența, în cadrul aceluiași depozit sedimentar și în cantități variabile, a produselor de natură fizică, chimică și biotică.

În decursul timpului geologic, procesele sedimentare au fost direct influențate de apariția și evoluția atmosferei (conținut în CO_2 , O_2), de apariția și modificările chimice ale hidrosferei și de apariția și diversificarea vieții. De aceea, unele produse sedimentare formate în perioadele îndepărtate ale istoriei pământului nu-și găsesc corespondent în stivele litologice mai noi sau în produsele sedimentare actuale și recente. De asemenea, unele depozite sedimentare biogene au apărut la un anumit moment al istoriei pământului, moment ce coincide cu apariția și dezvoltarea anumitor grupe de organisme. În acest sens, rocile silicioase biogene numite „diatomite” sunt postjurasice deoarece organismele silicioase (diatomeele) care au generat sedimentul, au apărut la sfârșitul Jurascului.



I. BAZINE SEDIMENTARE

Spațiul în care se acumulează produsele sedimentare, cu excepția celor reziduale (cruste de alterare, soluri), constituie un bazin de sedimentare. În sens larg, bazinele sedimentare reprezintă toate ariile în care se pot acumula sedimente de grosimi considerabile și sunt conservate perioade lungi de timp. În plan, bazinele sedimentare pot avea diverse forme: mai mult sau mai puțin circulare, alungite sau cu contur neregulat. Suprafața lor este foarte variată, de la câțiva km² până la câteva sute de mii de km². În mod obișnuit au lungimi de cel puțin 100 km iar lățimea de câțiva zeci de km. Adâncimea este cuprinsă între câteva zeci de metri și circa 11.000 m (fosele oceanice).

În evoluția unui bazin de sedimentare se pot distinge trei etape:

- 1 – etapa activă, când are loc acumularea sedimentelor;
- 2 – etapa inactivă, când procesul de sedimentare a încetat iar bazinul poate fi afectat ușor de forțe deformaționale tectonice; umplutura sedimentară și forma originală a bazinului sunt în mare măsură păstrate;

3 – etapa de deformare și eroziune; bazinul este puternic deformat tectonic iar umplutura sedimentară este parțial îndepărtată prin eroziune.

Diversele scheme recente de clasificare a bazinelor sedimentare au la bază conceptele tectonicii regionale și globale. Schema de clasificare pe care o redăm în continuare (din Einsele, 1992) este cea elaborată de Mitchell și Reading (1986), cu unele completări în acord cu Kingston et al. (1983):

Categoria de bazine	Tipuri speciale de bazine
Bazine de afundare continentală (continental sag basins)	- bazin epicontinental - bazin intracratonic
Bazine de fracturare continentală (continental fracture basins)	- bazin dezvoltat pe structură de graben - bazin dezvoltat pe structură de rift
Bazine de afundare oceanică (ocean sag basins)	
Bazine de margine continentală (margin sag basins)	

BAZINE SEDIMENTARE

Categoria de bazine	Tipuri speciale de bazine
Bazine din zonele de subducție	- bazin de fosă oceanică
	- bazin forearc
	- bazin backarc
Bazine din zone de coliziune	- bazin relict
	- bazin foreland

1. Bazine de afundare continentală

Se dezvoltă pe crustă continentală (fig. 1.1) și în mod obișnuit sunt generate de mișcarea divergentă a plăcii tectonice. Au suprafață mare, rata de subsidență (scufundare) este redusă (20 – 40 m/1mil.ani) iar existența lor în timp este foarte mare, de la 100 la 1000 mil. ani. Subsidența este datorată în principal subțierii crustei sau unei densități mai mari a acesteia comparativ cu densitatea crustei din zonele învecinate. Ulterior, încărcătura sedimentară a bazinului poate determina subsidența pe o perioadă lungă de timp. Se pot acumula depozite sedimentare cu grosimi mari (10 – 15 km), în faciesuri continentale și marine de mică adâncime, cu multe lacune de sedimentare. Sunt reprezentate prin depozite terigene, carbonatice și evaporitice.

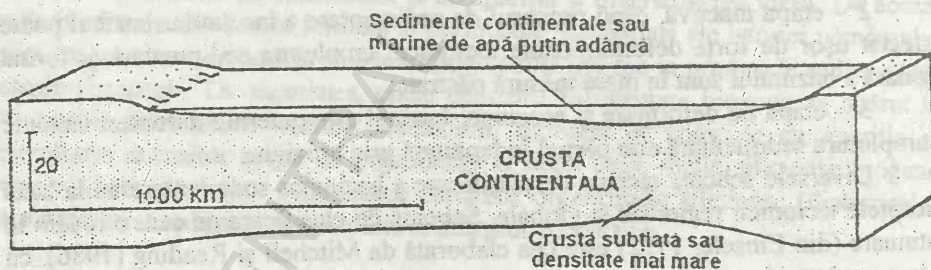


Fig. 1.1. Bazin de afundare continentală (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarbrough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

2. Bazine de fracturare continentală

Se dezvoltă pe crustă continentală, putând fi bazine de graben și bazine de rift (fig. 1.2 a, b). Stilul tectonic este tot divergent. Sunt bazine relativ înguste, alungite, simetrice sau asimetrice. Sunt delimitate de falii de anvergură mare. În zonele de rift, subțierea marcantă a crustei este însoțită adesea de un aflux de magmă bazaltică (formându-se astfel crustă tranzițională) și conduce la o subsidență rapidă. Contractia termică ulterioară precum și încărcătura de sedimente vor determina

continuarea subsidenței. Sedimentarea se caracterizează prin faciesuri foarte variate, care se modifică rapid atât pe verticală cât și pe orizontală. Se acumulează depozite fluviatile, lacustre și marine de apă puțin adâncă. Se depun de asemenea săruri și se acumulează cantități însemnate de substanță vegetală (cărbuni).

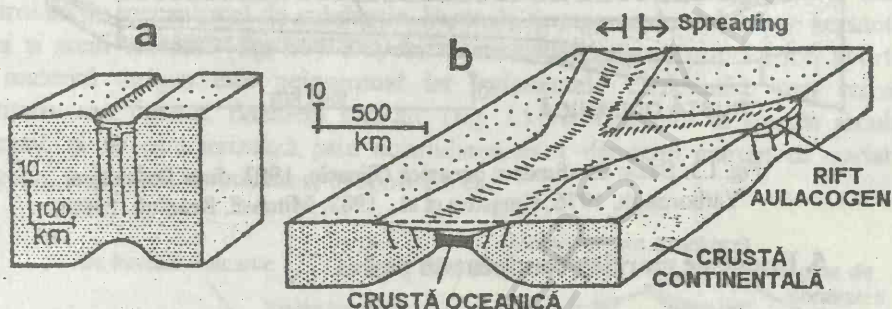


Fig. 1.2. Bazine de fracturare continentală; a – bazin dezvoltat pe structură de graben, b – bazin de rift (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarborough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

În cazul rifturilor cu triplă joncțiune (fig. 1.2b), evoluția unei ramuri se poate opri, numindu-se rift aulacogen sau avortat. Crusta aulacogenă poate fi tranzițională sau oceanică și se pot acumula secvențe sedimentare groase, pe perioade lungi de timp.

3. Bazine intracratonice asociate cu megarifting

Sunt bazine de rift cu evoluție îndelungată dar fără ca procesul de spreading¹ să fi condus la formarea unor oceane largi cum este Oceanul Atlantic. Cel mai cunoscut exemplu este cel al bazinului mezozoic tethisian din Europa. În cazul acestui tip de bazine, sedimentarea începe cu depozite predominant continentale (fluviatile, lacustre, deltaice), continuă cu formarea unor platforme carbonatice pe mari întinderi și se încheie cu depozite mixte carbonatice și siliciclastice, îndințate sau în succesiune.

4. Bazine de afundare oceanică

Reprezintă aria cuprinsă între riftul medio-oceanic și marginile continentale pasive (fig. 1.3). Datorită răcirii avansate a crustei oceanice formată,

¹ Spreading – extindere, lărgire

BAZINE SEDIMENTARE

subsidența este în general foarte scăzută. Se acumulează sedimente de mare adâncă, reprezentate în principal prin argile și ooze carbonatice și silicioase.

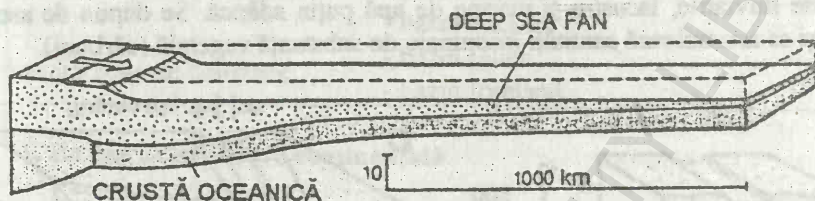


Fig. I.3. Bazin de afundare oceanică (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarborough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

5. Bazine de margine continentală pasivă

În faza inițială de formare a unui ocean, sedimentele se acumulează pe cele două margini continentale ale bazinului oceanic. Aceste bazine marginale, dezvoltate pe crusta continentală subțiată și crusta tranzițională (fig. I.4), constituie arii de depunere asimetrice. Subsidența este mai rapidă spre interior ceea ce determină acumularea asimetrică a sedimentelor, sub formă de prismă. Se acumulează depozite terigene prodeltaice, depozite siliciclastice precum și platforme carbonatice.

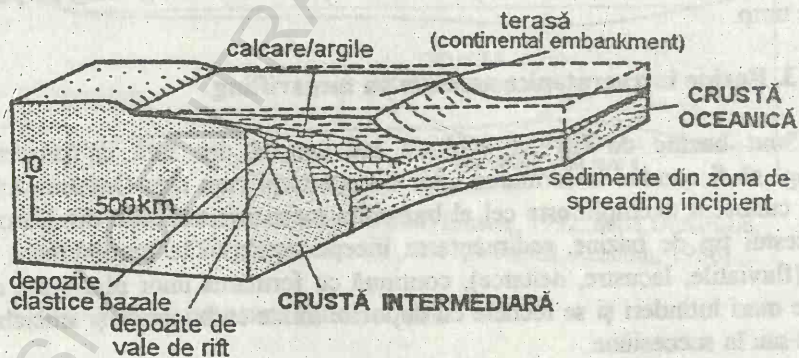


Fig. I.4. Bazin de margine continentală pasivă (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarborough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

6. Bazine din zone de subducție

Pentru această categorie de bazine este caracteristică mișcarea convergentă

a plăcilor și deformarea orogenică. Bazinele de fosă oceanică (fig. 1.5) sunt cele mai adânci bazine existente în prezent. Sedimentarea se caracterizează prin aflus de material vulcanic dinspre continent și prin acumulare de depozite de mare adâncă cum sunt argila roșie, oozle carbonatice și silicioase precum și argile și silturi hemipelagice. În mod obișnuit subsidența este nulă, adâncimea fiind controlată de mecanismul de subducție. Bazinele forearc se dezvoltă între versantul fosei și arcul vulcanic (fig. 1.5). Depozitele sunt predominant piroclastice, aportul de material terigen este neînsemnat iar sedimentele carbonatice sunt reduse cantitativ sau lipsesc. Bazinele backarc (fig. 1.5) se dezvoltă în spatele arcului vulcanic și se caracterizează prin acumularea unor depozite extrem de variate: terigene, vulcanice, carbonatice, evaporitice etc.

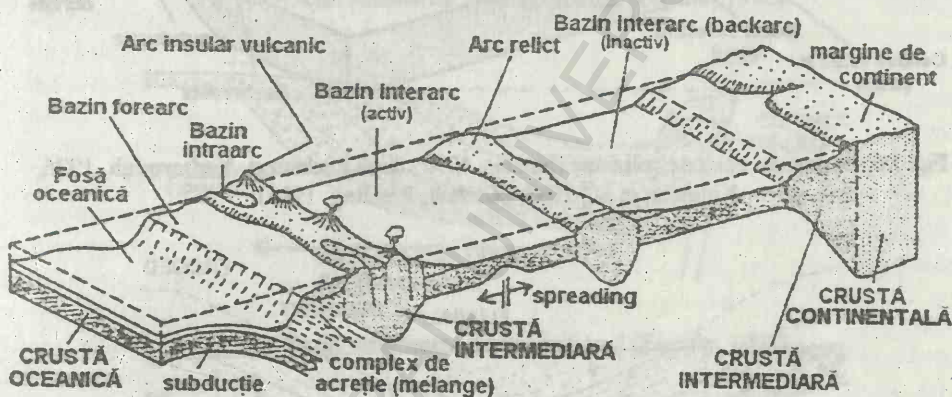


Fig. 1.5. Bazine din zone de coliziune (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarborough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

7. Bazine din zone de coliziune

În zonele de contact dintre o placă continentală și una oceanică în care procesul de subducție este neuniform, se formează bazine relicte și bazine foreland (fig. 1.6).

Bazinele relicte reprezintă ultima fază a unui ocean cu subducție încă activă. Se acumulează volume însemnate de sedimente de tip „fliș”. În cazul bazinelor foreland, subducția nu mai este activă și se acumulează în principal depozite de molasă.

Din punct de vedere al relației temporale dintre procesul de acumulare a sedimentelor și mișcările tectonice, bazinele sedimentare sunt de trei tipuri (Einsele, 1992): postdepoziționale, sindepoziționale și predepoziționale. În cazul

BAZINE SEDIMENTARE

bazinelor postdepoziționale nu se constată modificări laterale semnificative de facies și grosime a sedimentelor (fig. I.7).

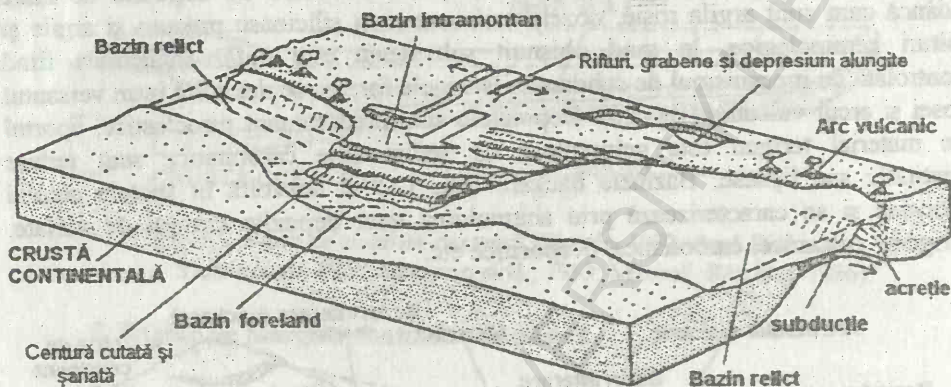


Fig. I.6. Bazine din zone de coliziune (Einsele, 1992, după Dickinson, Yarborough, 1976; Kingston et al., 1983; Mitchell, Reading, 1986).

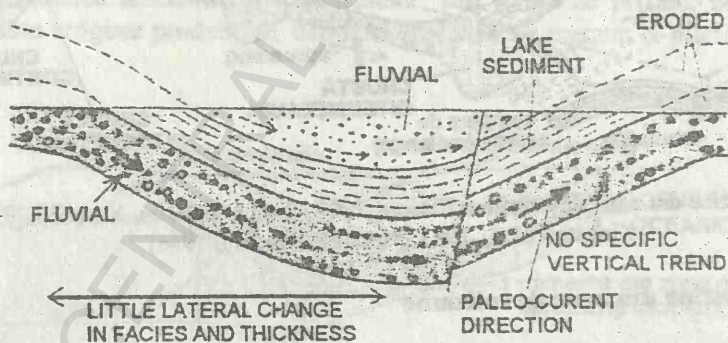


Fig. I.7. Bazin sedimentar postdepozițional (Einsele, 1992).

Pentru bazinele sindepoziționale (fig. I.8), mișcările tectonice sunt sincrone cu procesul de acumulare și apar modificări laterale semnificative, dar numai pentru grosime. Modificările de facies, atât pe orizontală cât și pe verticală, rămân în continuare de mica amploare. Bazinele predepoziționale sunt practic create de mișcările tectonice (fig. I.9). Modificarea laterală a grosimii depozitelor este nesemnificativă. Schimbările laterale de facies sunt pronunțate.

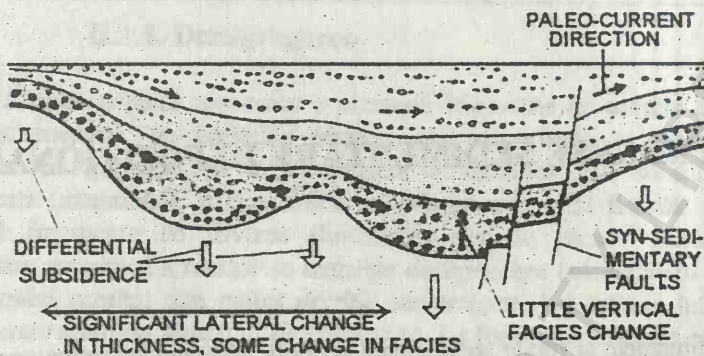


Fig. I.8. Bazin sedimentar sindepozițional (Einsele, 1992).

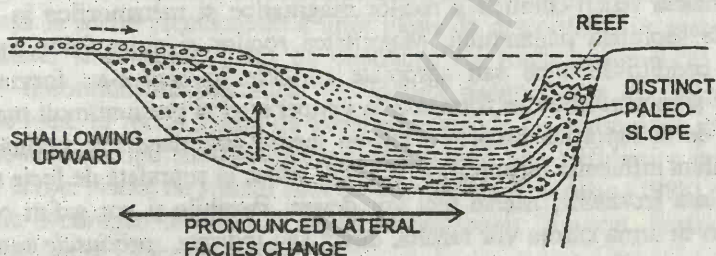


Fig. I.9. Bazin sedimentar predepozițional (Einsele, 1992).

II. PROCESE SEDIMENTARE DEPOZIȚIONALE

Sedimentele și rocile sedimentare acoperă 66% din suprafața continentelor și probabil cea mai mare parte a fundurilor bazinelor marin-oceanice. Motivul principal al acestei răspândiri deosebite a depozitelor sedimentare este reprezentat de instabilitatea fizico-chimică a rocilor magmatice și metamorfice în condițiile existente la suprafața pământului. Majoritatea rocilor și mineralelor sunt stabile numai în condiții identice sau apropiate cu cele în care s-au format. Rocile magmatice și metamorfice se formează la temperaturi și presiuni mult mai ridicate decât cele de la suprafața litosferei, într-un mediu conținând mai puțină apă, O_2 , CO_2 și în afara influenței biosului. Când vor fi aduse la suprafață de forțe tectonice, erozionale sau izostatice, aceste roci vor deveni instabile și vor suferi o serie de transformări în urma cărora vor rezulta, direct sau indirect, *produsele sedimentare sau sedimentele*. Totalitatea proceselor care conduc la formarea și acumularea sedimentelor reprezintă procese sedimentare depoziționale și se manifestă până în momentul acumulării sedimentelor. Ulterior acestui moment, produsele sedimentare vor ajunge, datorită îngropării continue, în condiții fizico-chimice diferite de cele ale mediului de acumulare. Din acest motiv vor fi supuse, la rândul lor, unor transformări „postdepoziționale” care alcătuiesc, în totalitatea lor, *diageneza*. Procesele sedimentare depoziționale includ trei categorii de procese: fizice, chimice și biotice.

II.1. Procese depoziționale fizice

Diversitatea mare a depozitelor sedimentare se explică prin manifestarea, uneori sincronă, a proceselor fizice, chimice și biotice însă procesele fizice au o importanță deosebită în geneza depozitelor detritice sau terigene. La suprafața scoarței terestre se manifestă trei tipuri de procese fizice care conduc la formarea și acumularea sedimentelor și anume dezagregarea rocilor preexistente, transportul materialului rezultat și acumularea lui.

II.1.1. Dezagregarea

În urma acțiunii mecanice a presiunii exercitate de masele de apă, aer și gheață în mișcare, de variațiile termice ale atmosferei, a presiunii datorate proceselor de gelivatie și de cristalizare a sărurilor din soluții etc., rocile preexistente (magmatice, metamorfice și sedimentare) sunt fisurate și fărâmițate, rezultând fragmente de diverse dimensiuni numite *claste*. Acest proces de fragmentare mecanică a rocilor se numește *dezagregare* (*mechanical weathering*¹) iar materialul rezultat este numit *detritic* sau *terigen*. Nu trebuie înțeles că acest *detritus* este rezultatul numai al dezagregării. La formarea lui concurează și un proces chimic numit *alterare* (*chemical weathering*). Intensitatea dezagregării este funcție de mai mulți factori cum ar fi natura petrografică a rocilor preexistente, clima, relieful, gradul de acoperire cu vegetație etc. Procesul de dezagregare este facilitat de prezența în rocile preexistente a unor plane de discontinuitate mecanică: plane de șistozitate, stratificație, fisuri de contracție (la rocile magmatice) etc. Aceste plane de discontinuitate mecanică vor facilita desprinderea din substrat a unor blocuri de rocă. În rocile lipsite de astfel de plane de discontinuitate, fragmentarea inițială poate avea loc sub forma unei descumări sau exfolieri a unor plăci cu suprafețe curbe. Astfel de situații sunt menționate de Anastasiu (1988) pentru unele granite din Dobrogea de Nord, Carpații Meridionali (Retezat, Parâng) și pentru tufurile din Munții Drocea (Vorța).

Forma cea mai avansată de fragmentare se numește *dezagregare granulară*, în urma căreia se formează claste cu dimensiuni cuprinse între câteva zecimi de milimetru și câțiva centimetri.

a) Dezagregarea produsă de masele de apă și aer în mișcare

Fragmentarea rocilor preexistente poate fi realizată atât de apele curgătoare – *eroziunea fluvială* – cât și de apa mărilor și oceanelor, prin intermediul valurilor – *abraziunea marină*.

Eroziunea fluvială constituie principalul mecanism de dezagregare din ariile continentale cu relief ridicat și climat umed. Intensitatea procesului este dependentă de energia de relief, gradul de acoperire cu vegetație, cantitatea și tipul de precipitații și de natura petrografică a rocilor supuse dezagregării. Rocile cele mai rezistente la dezagregare sunt, în general, cele magmatice și metamorfice deoarece coeziunea constituenților minerali este mult mai ridicată decât în rocile sedimentare. Rocile magmatice cu structură afanitică și textură masivă sunt mai

¹ În literatura engleză de specialitate termenul *weathering* are o semnificație mai generală, de dezagregare mecanică și de alterare chimică.

rezistente decât cele cu structură faneritică și textură șistoasă. Rocile metamorfice cu șistozitate mai puțin evidentă (cuarțite, gnaise, amfibolite) sunt de asemenea mai rezistente la dezagregare comparativ cu rocile cu șistozitate pronunțată (diverse tipuri de șisturi, micașisturi). Conținutul în cuarț al rocilor este un alt factor care influențează intensitatea fragmentării. Cu cât este mai mic, cu atât dezagregarea rocii poate fi mai rapidă. În regiunile cu energie de relief ridicată și precipitații abundente și de scurtă durată, puterea distructivă a torenților de apă este apreciabil mai mare decât în regiunile cu energie de relief mai scăzută și precipitații reduse cantitativ dar de lungă durată. Vegetația forestieră constituie un factor de protecție împotriva eroziunii.

Abraziunea marină este efectivă doar în cazul țărmurilor înalte și în regiunile cu mișcări oscilatorii de mare amplitudine ale apei. Fragmentarea este intensă în cazul unor țărmuri constituite din roci care prezintă suprafețe de discontinuitate mecanică (fisurație, stratificație, șistozitate). Dezagregarea afectează mai puternic și regiunile de coastă unde valurile vin în contact cu nivele litologice constituite din roci cu grade diferite de coeziune (calcare-argile, gresii-argile etc.).

Acțiunea distructivă a maselor de aer în mișcare sau *coraziunea* este determinată de capacitatea acestora de a antrena claste de diverse dimensiuni pe care să le proiecteze în pereții stâncilor. Coraziunea este efectivă doar în regiunile lipsite de vegetație și cu vânturi puternice. În regiunile muntoase, coraziunea reprezintă frecvent mai mult o acțiune de modelare sau șlefuire decât de fragmentare a masivelor stâncoase.

b) Termoclastia

Reprezintă procesul de fragmentare a rocilor generat de dilatarea termică a mineralelor. Este efectiv numai în cazul rocilor constituite din minerale cu coeficient de dilatare termică diferit sau din minerale felsice și mafice. Dilatarea diferită a granulelor minerale va genera presiuni distribuite anizotrop în interiorul rocii. Aceste presiuni vor determina apariția unor fisuri. Cu timpul, creșterea gradului de fisurare al rocii va determina dezagregarea granulară a acesteia. Dilatarea anizotropă se poate realiza din două motive: insolație și variații diurne sau sezoniere de temperatură. În cazul rocilor constituite din minerale felsice și mafice, expunerea directă la radiațiile solare va determina încălzirea mai puternică a mineralelor mafice deoarece acestea au un coeficient de absorbție al energiei termice mai mare decât mineralele felsice. Chiar dacă mineralele au același (sau foarte apropiat) coeficient de dilatare termică, cele mafice se vor dilata mai puternic deoarece vor absorbi mai multă energie calorică (se vor încălzi mai puternic). Variațiile termice diurne și sezoniere afectează cu precădere rocile constituite din minerale cu coeficienți de dilatare diferiți. Variațiile de temperatură

ale atmosferei determină aceeași variație de temperatură a mineralelor iar presiunile distribuite anizotrop apar datorită dilatării diferite a mineralelor la aceeași temperatură (exemple: cuarț – feldspat, hornblendă – olivină etc.).

Termoclastia este mai intensă în regiunile deșertice. În regiunile cu climă temperată, este intensă doar în cazul rocilor care sunt expuse timp îndelungat la radiațiile solare (pantele sudice ale masivelor stâncoase). În regiunile cu înveliș de sol de grosime mare sau cu vegetație forestieră, dezagregarea prin termoclastie este nesemnificativă. În regiunile polare, termoclastia nu se manifestă deoarece calotele glaciare mențin o temperatură constantă la nivelul substratului litic.

Pe suprafața Lunii, termoclastia este unicul mecanism de dezagregare al rocilor (făcând abstracție de impactul meteoric) și se manifestă atât datorită insolăției cât și variațiilor diurne extrem de mari ($-150^{\circ} \div 125^{\circ}\text{C}$). Praful care acoperă suprafața Lunii este rezultatul direct al termoclastiei iar absența apei și aerului permite repartizarea uniformă a acestuia.

c) Crioclastia

În regiunile cu variații termice situate în jurul valorii de 0°C , apa este supusă unui proces repetat de îngheț-dezgheț sau gelivație. Gheața are un volum cu 9,2% mai mare decât apa. În cazul rocilor fisurate și poroase, prin înghețul apei interstițiale se exercită presiuni considerabile ($\approx 1000 \text{ atm.}$) asupra pereților porilor și fisurilor, determinând fragmentarea rocilor. Acest mecanism de dezagregare prin gelivație se numește crioclastie. Intensitatea crioclastiei este dependentă de frecvența gelivației (număr de cicluri îngheț-dezgheț într-o anumită unitate de timp – lună, semestru, an), de forma, mărimea, modul de repartitie și gradul de legătură a spațiilor libere și de volumul de apă existent. Crioclastia este mai intensă în regiunile cu variații mici ale temperaturii dar cu frecvență ridicată a gelivației. De exemplu, variațiile termice caracteristice zonelor „islandeze” ($-5^{\circ} \div 15^{\circ}\text{C}/24\text{h}$) sunt mai favorabile crioclastiei decât cele caracteristice zonelor „siberiene” ($-30^{\circ} \div 20^{\circ}\text{C}/48\text{h}$ – din Anastasiu, 1988) deoarece frecvența crioclastiei este mai mare în primul caz. Rocile cu porozitate efectivă mai mare și distribuție neuniformă a porilor se dezagregă mai ușor, pe când cele în care spațiile libere sunt reprezentate de fisuri largi, cu legături directe cu suprafața, sunt afectate foarte puțin de crioclastie (un exemplu foarte sugestiv în acest sens este cel al recipientului de sticlă plin cu apă; dacă este închis, prin înghețarea apei se sparge; dacă este deschis, rămâne intact iar gheața iese în exteriorul recipientului).

Rocile masive în care apa circulă prin capilare, sunt foarte puțin afectate de crioclastie deoarece punctul de îngheț este mult mai scăzut datorită fenomenului de capilaritate (până la -8°C pentru apa distilată).

d) Haloclastia

Apa interstițială conține săruri dizolvate care pot precipita în spațiile libere din roci. Atât în timpul precipitării cât și ulterior, datorită expansiunii rețelei cristaline în urma hidratării sau dilatării termice, asupra pereților fisurilor și porilor rocii se exercită presiuni orientate. Acestea slăbesc în timp coeziunea rocilor gazdă și determină fisurarea și fragmentarea lor. Acest proces de fragmentare determinat de expansiunea rețelei cristaline a sărurilor se numește haloclastie. Principalele săruri cu implicații în procesul de haloclastie sunt halitul, sulfatii și carbonatii de Ca și Na. Presiunile datorate expansiunii rețelei cristaline în urma hidratării pot atinge valori de sute de kg/cm^2 . De exemplu, în cazul hidratării anhidritului, presiunea poate depăși 1000kg/cm^2 (modificarea de volum este de circa 32%).

Haloclastia este efectivă doar în zonele aride din vecinătatea mărilor și oceanelor și în regiunile cu climă subtropicală unde perioadele cu precipitații alternează cu perioadele secetoase. În primul caz, apele freatice din zona de țărm (alimentate permanent de mare sau ocean) urcă spre suprafață prin capilaritate și se evaporă. În urma evaporării, în spațiile capilare precipită sărurile. În timp, apar fisuri și se produce fragmentarea rocii. În regiunile subtropicale, în perioada secetoasă sărurile precipită în partea superioară a substratului litic, datorită evaporației intense de la suprafață. În perioada cu precipitații, sărurile sunt dizolvate și levigate spre partea inferioară. În următorul anotimp secetos începe un nou ciclu de precipitare-dizolvare. Procesul este mai intens în cazul sulfatului de Ca.

e) Activitatea organismelor

Vegetația forestieră din zonele cu relief accidentat și stâncos contribuie la dezagregarea substratului litic. Rădăcinile arborilor se insinuează pe fisurile din substratul litic iar apoi, prin creștere, exercită presiuni considerabile asupra pereților fisurilor. Are loc lărgirea acestora, fapt ce poate produce desprinderea unor blocuri de rocă.

II.1.2. Transportul materialului

Materialul detritic rezultat în urma dezagregării și alterării este transportat de apele de suprafață, gheața și aerul aflate în mișcare, spre bazinele de sedimentare unde are loc acumularea (sedimentarea) lui. Procesul de transport poate continua și ulterior, în interiorul bazinului de sedimentare. În urma acestui nou ciclu de transport are loc redepunerea (resedimentarea). Detritusul aflat pe locul de formare (*in situ*) se numește depozit eluvial și, în lipsa transportului, se poate transforma în depozit rezidual sau crustă de alterare.

PROCESE DEPOZIȚIONALE FIZICE

Transportul materialului detritic poate avea loc și în lipsa unui agent de transport, datorită gravitației.

Mecanismele prin care are loc transportul clastelor sunt:

- transportul particulă cu particulă;
- transportul în masă.

a) Transportul particulă cu particulă

Prin acest mecanism, deplasarea clastelor se realizează prin transportul individual al lor de către un agent de transport. Deplasarea clastelor are loc selectiv și diferențiat, funcție de dimensiunea și greutatea lor specifică și de viteza de deplasare a agentului de transport.

Apa constituie agentul de transport cu ponderea cea mai mare. Transportul este realizat atât de către apele curgătoare cât și de apa mărilor și oceanelor, prin intermediul valurilor, mareelor și al curenților de diverse tipuri (curenți litorali și de larg, curenți ascendenți și descendenți etc.). În cazul apelor curgătoare, capacitatea de transport al acestora este determinată de volumul și viteza curențului și de tipul de curgere - turbulentă sau laminară. Transportul marin se realizează atât în lungul țărmului (longitudinal) cât și de la țărm spre larg (transversal). Transportul în lungul țărmului este important în cazul mărilor alungite, închise sau semiînchise și este datorat curenților litorali¹. Transportul de la țărm spre larg este foarte activ mai ales în zonele cu mișcări mareice de amplexare.

Transportul pe distanțe mari prin intermediul aerului are importanță doar în cazul siltului (claste cu dimensiuni cuprinse între 0,004 și 0,063mm) și a cenușii vulcanice. Pe distanță scurtă, transportul eolian prezintă importanță sedimento-genetică și în cazul nisipului.

Materialul detritic generat în regiunile cu *ghețari alpini* poate fi încorporat în masa acestora și deplasat spre zonele mai joase unde, prin topirea gheții, se acumulează. Detritusul mai poate fi antrenat de ghețarul în mișcare atât din pereții laterali cât și din talpa ghețarului.

Deplasarea clastelor poate avea loc prin tracțiune (târâre, rostogolire), saltație și suspensie. Prin tracțiune sunt deplasate clastele de dimensiuni milimetrice și centimetrice, pe trasee în general paralele cu direcția de curgere a fluidului. Tracțiunea prin târâre sau prin rostogolire este determinată în principal de morfologia clastelor. Cele mai mult sau mai puțin angulare sunt transportate prin târâre, pe când clastele rotunjite sunt transportate prin rostogolire. Târârea clastelor de dimensiuni centimetrice sau mai mari pe un substrat lutitic coeziv conduce la

¹ Pe litoralul românesc, datorită executării unor diguri perpendiculare pe linia țărmului, curenții litorali nu mai distribuie în lungul țărmului sedimentele transportate de Dunăre. Nisipul plajelor este transportat în larg iar linia țărmului avansează permanent (fenomenul de dispariție a plajelor).

aparitia unor *șanțuri de dragaj* care uneori prezintă la capătul inferior o ridicătură sau *rid frontal*. Acesta ia naștere în urma împingerii materialului lutitic excavat din șanțul de dragaj de către clastul aflat în mișcare (fig. II.1).

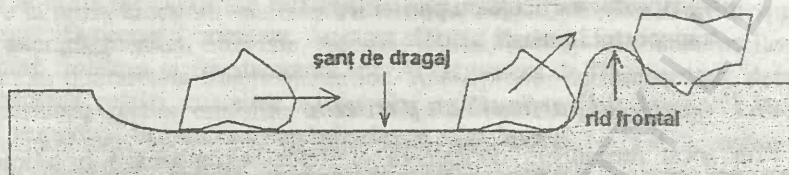


Fig. II.1. Deplasarea prin târâre și formarea șanțului de dragaj cu rid frontal

Deplasarea prin saltăție este specifică curgerii turbulente iar clastele transportate prin acest mecanism au în general dimensiuni submilimetrice. Saltăția granulei de pe substrat se produce în momentul când forța gravitației este depășită de rezultanta forței arhimedice și a curentului fluidului. Acest tip de deplasare este caracteristic sedimentelor fluviale și în mai mică măsură celor din zonele litorale.

Formarea suspensiilor este condiționată de densitatea și volumul particulelor precum și de caracteristicile hidraulice ale fluidului aflat în mișcare (în principal tipul de curgere). De regulă, particulele transportate în suspensie au dimensiuni mai mici de 0,1 mm. În cazul apei, transportul în suspensie se poate realiza sub formă de *suspensie apoasă* (turbulentă) sau sub formă de *curgere în masă*¹. Suspensiile apoase pot fi *uniforme* sau *gradate*. Cantitatea de material și dimensiunea particulelor din suspensiile uniforme nu se modifică pe verticală sau pe orizontală (dar la aceeași viteză de curgere) iar interacțiunea cu substratul este nesemnificativă. Suspensiile gradate se formează prin interacțiunea cu substratul necoeziv. Cantitatea de material și dimensiunile clastelor descresc pe verticală astfel încât între sedimentele de pe substrat și cele aflate în suspensie există o continuitate. Curgerile în masă reprezintă suspensii foarte dense în care cantitatea de claste este egală sau chiar mai mare decât cantitatea de apă (până la 2g/cm³).

Depunerea materialului aflat în suspensie are loc la scăderea vitezei curentului de apă. Pe măsură ce scade viteza, se depun particule din ce în ce mai mici, formându-se astfel acumulări de sedimente cu *granoclasare normală*.

Transportul eolian se realizează în mod similar, prin tracțiune, saltăție și suspensie. Capacitatea de transport a aerului este de câteva sute de ori mai mică decât cea a apei. Suspensiile eoliene pot fi de mică altitudine (2-5km) și de mare altitudine (10-15km). Suspensiile de mică altitudine conțin detritus fin, în general siltic ($\varnothing = 0,063 - 0,020$ mm). Acesta este ridicat de la suprafața pământului (în

¹ A nu se confunda cu transportul în masă

PROCESE DEPOZIȚIONALE FIZICE

principal zone deșertice) de curenții ascendenți de aer și transportat apoi pe distanțe ce pot atinge zeci de kilometri (fig. II.2).

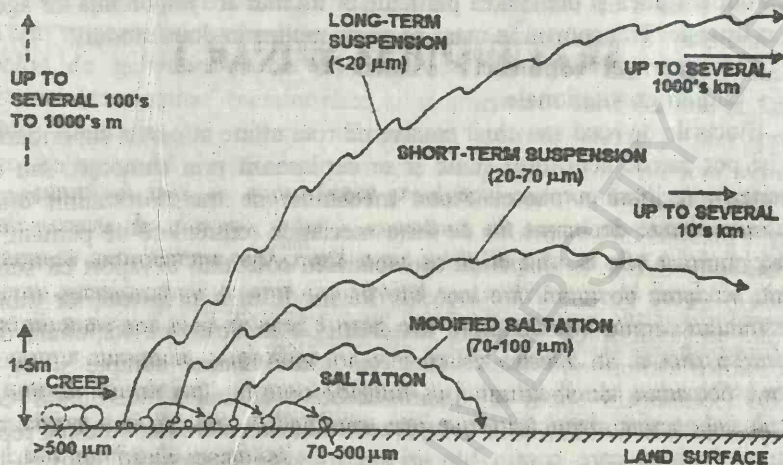


Fig. II.2. Moduri și distanțe de transport eolian în funcție de dimensiunile clastelor (Einsele, 1992; după Pye, 1987).

În general, aria sursă a materialului se cunoaște. Cel mai clasic exemplu de sediment de origine eoliană este loess-ul. În suspensiile de mare altitudine, materialul transportat este reprezentat în principal prin silt fin și cenușă vulcanică (fig. II.3). Suspensiile ce conțin cenușă vulcanică se formează în urma erupțiilor vulcanice extrem de violente iar distanța de transport poate ajunge la câteva mii de kilometri. Cel mai clasic exemplu este cel al erupției vulcanului Krakatoa (1883), în urma căreia cenușa a ajuns în stratosferă și a fost purtată în jurul globului.

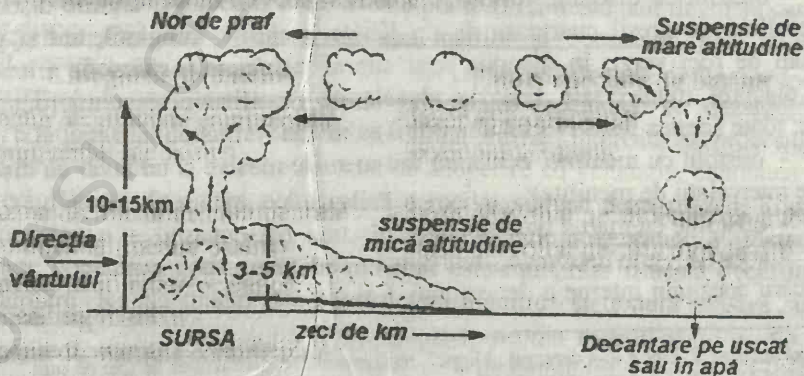


Fig. II.3. Tipuri de suspensii eoliene (din Anastasiu, 1988).

b) Transportul în masă

Deosebirea fundamentală față de transportul particulă cu particulă este aceea că dimensiunea și densitatea particulelor nu mai are importanță iar agentul de transport lipsește. Transportul în masă se poate realiza în două moduri:

- alunecări gravitaționale;
- curgeri gravitaționale.

Blocurile de rocă sau chiar masive de roci aflate în partea superioară a unei pante, își pot pierde echilibrul static și se deplasează prin alunecare sau culisare spre partea inferioară a pantei. Acest mecanism de transport numit *alunecare gravitațională*, este declanșat fie de forțe mecanice (cutremure de pământ, erupții vulcanice violente) fie de dispariția sau scăderea coeziunii în raport cu substratul. Frecvent, scăderea coeziunii are loc datorită modificării proprietăților lubrefiante ale substratului argilos (modificarea umidității). Alunecări gravitaționale de mare amploare se produc în zonele de țărm cu faleze marine abrupte și în fruntea teraselor submarine din regiuni cu instabilitate tectonică. Rezultatul cel mai spectaculos al acestor alunecări este reprezentat de *olistostrome*. Acestea reprezintă formațiuni detritice care conțin blocuri de rocă de dimensiuni foarte mari, cu dimensiuni de zeci sau chiar sute de metri, numite *olistolite*. Olistolitele calcaroase¹ din Munții Metaliferi sunt mai vechi decât substratul pe care repauzează și din acest motiv mult timp s-a considerat că este vorba de fenomene de șariaj. Cele mai spectaculoase sunt „*pietrele Ampoței*”, care reprezintă trei masive izolate de calcare albe tithonice înglobate parțial în depozite detritice apțian superior-albiene. Formarea olistolitelor de mari dimensiuni coincide, în general, cu faze tectogenetice diastrofice. Olistolite de dimensiuni mai mici au fost descrise și în alte formațiuni cum este formațiunea de Gura Șoimului din cadrul flișului extern din bazinul Tazlăului (Ionesi et al., 1994). Acestea au dimensiuni ce rar ating câțiva zeci de metri. Litologic, au fost descrise trei tipuri:

- olistolit cu disodile, format în principal din disodile și argilite disodilice cu intercalații de gresii cuarțoase de tip Kliwa, menilite, conglomerate și galeți dispersați de roci verzi; în disodile apar suprafețe luciate (oglinzi de fricțiune), câteva diaclaze transversale față de planele de stratificație și o microcută de curgere, toate acestea fiind efectul alunecării submarine a olistolitului (fig. II.4);
- olistolit cu menilite, constituit din menilite masive și un nivel cu disodile (cu rare intercalații de menilite);
- olistolite cu marne bituminoase.

Curgerile gravitaționale reprezintă deplasări de sedimente datorită modificării coeziunii interne a depozitului. Cel mai frecvent, coeziunea internă este

¹ Geologul austriac V. Uhlig le-a denumit „*klippe*”, reprezentând masive izolate de roci ce sunt străine sau „*exotice*” în raport cu formațiunile în care sunt localizate.

PROCESE DEPOZIȚIONALE FIZICE

modificată de creșterea cantității de apă interstițială. Curgerea are loc pe pante cu înclinări de 3° - 18° .

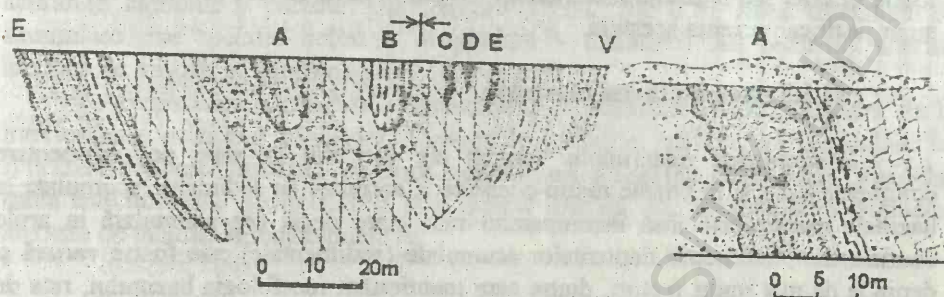


Fig. II.4. Secțiune geologică prin sinclinalul Șoim –pârâul Tazlău (din Ionesi et al., 1994); A, B, C, D, E – olistolite. Secțiunea din dreapta reprezintă detaliu a olistolitului A.

Există trei tipuri de curgeri gravitaționale:

- *curgeri fluidizate;*
- *curgeri cu presiune dispersantă;*
- *curgeri măloase.*

Curgerile fluidizate reprezintă deplasări ale unor sedimente ruditice ($\varnothing > 2\text{mm}$) și arenitice ($0,063 < \varnothing < 2\text{mm}$) cu conținut ridicat de apă interstițială. Aceste depozite fluidizate curg sub forma unui fluid vâcos, pe pante cu înclinare mică (3° - 10°). Se acumulează la baza pantei și în timp, prin pierderea apei interstițiale, se consolidează. Astfel se formează, în bazinele lacustre și marine, turbiditele proximale.

Curgerile cu presiune dispersantă constituie deplasări ale maselor de nisip pe pante mai mari, de 15° - 18° . Cauza acestor curgeri o constituie tot apa interstițială care poate dispersa presiunea din interiorul depozitului, în acest fel scăzând forța de frecare dintre particule și astfel, coeziunea internă a depozitului. Curgerile cu presiune dispersantă conduc la formarea fluxoturbiditelor.

Curgerile măloase se deosebesc de precedentele doar prin compoziția granulometrică a depozitului, în acest caz acesta conținând în cantitate mare fracțiune pelitică ($\varnothing < 0,004\text{mm}$). Diamictitele reprezintă depozite detritice formate prin curgeri măloase.

Un caz cu totul deosebit îl reprezintă *curenții de turbiditate din mediul submarin*. Sunt curenți episodici, cu densitate ridicată, conținând în suspensie o mare cantitate de sedimente. Se deplasează cu viteze de peste 100km/h , pe distanțe foarte mari. Capacitatea de eroziune asupra substratului este foarte ridicată. Acești curenți transportă mari cantități de sedimente terigene din zona șelfului înspre larg. Descoperirea și studierea acestor curenți de turbiditate au permis înțelegerea modului în care sedimente terigene mai groasere s-au acumulat la distanțe mari de

țarm. Existența lor explică de asemenea amestecul de material terigen cu granulații foarte diferite sau prezența materialului terigen în zone în care litologia depozitelor nu ar justifica prezența acestuia.

II.1.3. Acumularea clastelor

Acumularea materialului terigen are loc atât în zone de sedimentare continentală cât și în bazine marin-oceanice. Cantitatea de sedimente acumulate în bazinele marine este însă incomparabil mai mare decât cea acumulată în ariile continentale. Geometria depozitelor acumulate (sedimentate) este foarte variată și depinde de mai mulți factori, dintre care menționăm morfologia bazinului, rata de sedimentare, mecanismul de transport al materialului și ritmul subsidenței. Forma cea mai caracteristică a depozitelor terigene este aceea de strat. Acesta reprezintă un corp tabular, cu grosime extrem de redusă comparativ cu extinderea pe orizontală și delimitat de fețe plane. Acumulările de sedimente terigene mai pot forma corpuri lentiliforme, cordoane și conuri de dejecție (corpuri conice cu secțiune elipsoidală).

Acumularea materialului clastic se poate realiza prin *agradare*, *progradare* și *acreție laterală*.

Acumularea prin *agradare* este specifică depozitelor de larg și pelagice. Sedimentele se acumulează pe verticală (fig. II.5), rezultând stratele.

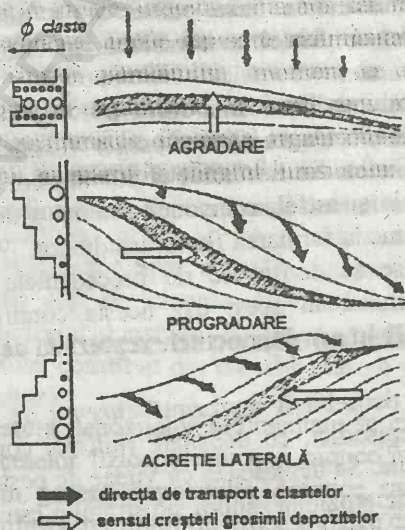


Fig. II.5. Mecanisme fundamentale de acumulare a sedimentelor clastice (Anastasiu, 1988; din Galloway, Hobday, 1983).

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

Acumularea prin progradare constituie acumularea sedimentelor de la marginea bazinului spre interior. Depozitele formează corpuri lenticulare cu suprafețe sigmoide și prezintă granoclasare inversă (fig. II.5). Acest mecanism de acumulare este specific deltelor (progradare = înaintare) sau bazinelor marine afectate de mișcări eustatice negative (regresiuni).

Acreția laterală constituie mecanismul de acumulare al sedimentelor de la interior spre marginea bazinului. Depozitele formează tot corpuri lenticulare cu suprafețe sigmoide însă cu înclinare opusă (spre marginea bazinului). Granoclăsarea este normală. Sedimentarea prin acreție laterală este caracteristică bazinelor afectate de mișcări eustatice pozitive.

II.2. Procese depozitionale chimice

La suprafața litosferei se desfășoară trei procese sedimentare chimice fundamentale cu implicații sedimentogenetice și petrogenetice deosebite:

- *alterarea chimică;*
- *transportul în soluție;*
- *precipitarea.*

Rolul determinant al apei în desfășurarea acestor procese sedimentare chimice este determinat de calitatea sa de solvent.

II.2.1. Alterarea

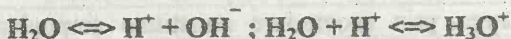
Totalitatea modificărilor chimice ale mineralelor și rocilor din zona de interacțiune a atmosferei, hidrosferei și litosferei constituie alterarea. Aceasta cuprinde următoarele procese chimice:

- Hidroliza
- Hidratarea
- Reacții redox
- Disocierea
- Chelația
- Schimbul ionic

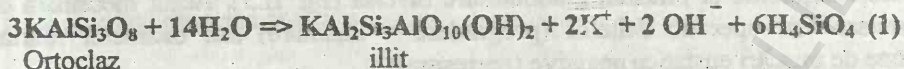
Hidroliza

Prin acest proces, elementele alcaline și alcalino-terose trec în soluție sub formă de ioni hidratați. Sursa principală de ioni H^+ este apa:

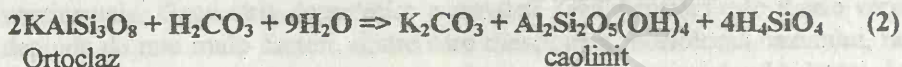
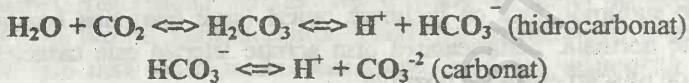
PROCESE DEPOZITIONALE



Hidroliza feldspaiilor prezintă o importanță particulară în alterarea chimică:



Apele de suprafață nu sunt pure din punct de vedere chimic, existând o anumită cantitate de CO_2 dizolvat. Ca atare, vom avea:

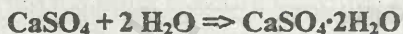


Hidratarea

Reacția de hidratare poate fi scrisă, în termeni generali, astfel:



Cel mai tipic exemplu de hidratare este cel al anhidritului:



Reacții redox

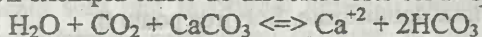
Apa din mediile naturale se caracterizează prin valori diferite ale potențialului redox. Mineralele care conțin cationi ce pot avea mai multe stări de oxidare, în contact cu apa pot deveni instabile, funcție de valorile (Eh, pH) ale acesteia. Din diagrama pH : Eh pentru mediile apoase de la suprafața litosferei (fig. II.6) se poate observa că apele de suprafață reprezintă, cu mici excepții, medii oxidante. Din acest motiv sulfurile, carbonații de Fe și Mn și silicații feromagnezieni sunt minerale instabile. În diagramă, linia întreruptă delimitează câmpul măsurătorilor din diverse medii sedimentare. Linia continuă marchează mediile apoase euxinice, caracterizate de prezența bacteriilor reducătoare. Liniile drepte delimitează câmpul de stabilitate al apei de la suprafața litosferei și au fost trasate cu ajutorul ecuației lui Nernst. În partea superioară are loc descompunerea apei, formându-se oxigenul gazos. În câmpul inferior, forma redusă a oricărui compus care are un potențial mai redus decât acela al liniei teoretice inferioare, va reduce hidrogenul din apă, generând hidrogen gazos.

Reacțiile redox cu importanță în sedimentogeneză sunt cele care afectează Fe, Mn și S. Astfel, în cazul sulfurii de fier (pirită, marcasită, pirotină) are loc oxidarea ambilor ioni, Fe^{2+} fiind oxidat la Fe^{3+} iar S^{2-} la S^{6+} .

Disocierea

Mineralele care conțin cationi ce polarizează moderat molecula de apă disociază, rezultând o bază și un acid. Spre deosebire de disociere, în cazul hidrolizei ionii polarizează moleculele de apă și rămân liberi în soluție, aceasta devenind puternic alcalină.

Un exemplu clasic de disociere este cel al CaCO_3 :



Schimbul ionic

Este întâlnit în special la minerale argiloase și zeoliți. Astfel, montmorilonitul calcic, în momentul când ajunge în bazinele marine, cedează Ca și absoarbe Na, trecând astfel în montmorillonit sodic. Reacția de schimb ionic (*cation-exchange reaction*) se desfășoară într-un timp relativ scurt, de la câteva ore la câteva zile. Afectează atât cationii de Ca adsorbiți cât și cei de legătură (interplanari). Tot ca un mecanism de schimb trebuie amintit *schimbul de liganzi* (*ligand-exchange reaction*). Afectează în principal hidroxizii și poate conduce la formarea chelaților.

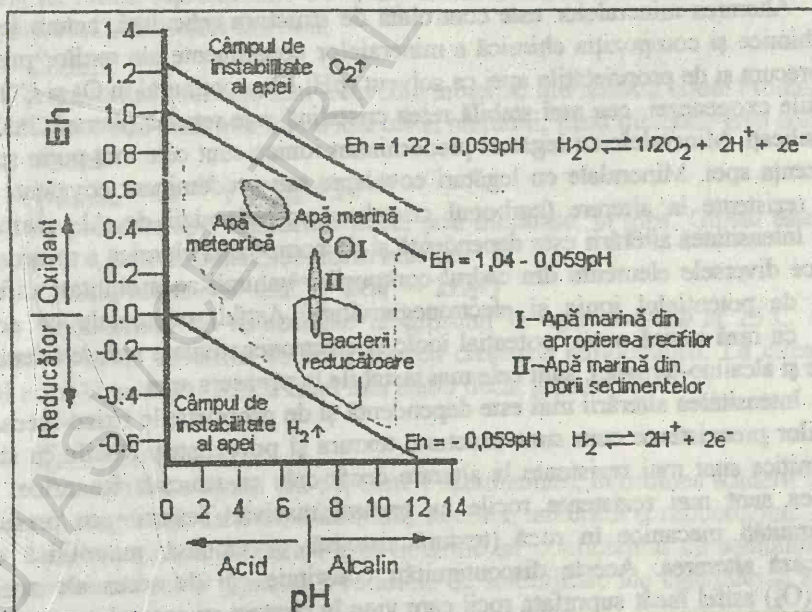


Fig. II.6. Caracteristicile diverselor medii apoase naturale proiectate în diagrama Eh : pH (Friedman et al., 1992, cu modificări).

PROCESE DEPOZIȚIONALE

Chelația

Este o "reacție" prin care substanța organică încorporează ioni, în special metalici, rezultând complecși organo-minerali sau chelați.

Solvirea

Este o reacție complexă mineral-apă, de disociere-hidroliză-hidratare, prin care mineralele sunt parțial sau total solubilizate. Solvirea poate fi:

- congruentă;
- incongruentă.

Solvirea congruentă se caracterizează prin faptul că raportul ionic al elementelor disociate este constant și egal cu raportul elementelor din rețeaua mineralului. Este întâlnită la minerale cu legături puternic ionice din clasele halogenuri, sulfati etc. Cel mai clasic exemplu este halitul (raportul ionilor Na^+ și Cl^- din rețeaua cristalelor de halit nedizolvate este egal cu raportul ionilor Na^+ și Cl^- aflați în soluție).

În cazul solvirii incongruente, raportul nu mai este nici constant și nici egal. Este specifică silicaților.



Alterarea mineralelor este controlată de structura reticulară, natura legăturilor chimice și compoziția chimică a mineralelor constitutive ale rocilor preexistente precum și de proprietățile apei ca solvent (pH, Eh, conținutul în O_2 și CO_2). În condițiile exogenezei, cea mai stabilă rețea cristalină este rețeaua planară, întâlnită la filosilicați. Mineralele cu legături predominant ionice sunt cele mai puțin stabile în prezența apei. Mineralele cu legături covalente sau predominant covalente sunt foarte rezistente la alterare (carbonul cristalin, oxihidroxizi de Al, cuarțul și altele). Intensitatea alterării este dependentă și de compoziția chimică a mineralelor deoarece diversele elemente din cadrul compușilor naturali au mobilitate diferită, funcție de potențialul ionic și electronegativitate. Astfel, mineralele ce conțin cationi cu rază ionică mare, potențial ionic și electronegativitate reduse (elemente alcaline și alcalino-terose), sunt cele mai instabile în prezența apei.

Intensitatea alterării mai este dependentă și de proprietățile fizico-mecanice ale rocilor preexistente cum sunt structura, textura și porozitatea. Rocile cu structuri afanitice sunt mai rezistente la alterare decât cele cu structuri faneritice. De asemenea sunt mai rezistente rocile cu textură masivă. Texturile ce presupun discontinuități mecanice în rocă (textură șistoasă, cavernoasă, miarolitică etc.) favorizează alterarea. Aceste discontinuități constituie căi de acces ale apei și aerului (O_2) astfel încât suprafața rocii care vine în contact cu agentul reactant este mai mare.

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

Alți factori care influențează alterarea sunt clima, vegetația și relieful.

Alterarea este mai intensă în zonele cu climă caldă și umedă și mai puțin intensă în zonele cu climă subpolară sau caldă și secetoasă. În zonele polare, alterarea este practic absentă. Dacă în regiunile cu climă temperată, cu umiditate și temperaturi moderate, cuarțul și mineralele argiloase sunt stabile, în zonele tropicale acestea sunt instabile. În regiunile cu vegetație abundentă, solul prezintă un grad ridicat de umiditate care favorizează alterarea. Regiunile cu energie de relief ridicată sunt mai favorabile alterării deoarece circulația mai rapidă a apei permite îndepărtarea materialului dizolvat. În caz contrar se ajunge la suprasaturarea soluțiilor naturale și prin urmare, la încetinirea sau chiar stoparea pe o anumită perioadă de timp a proceselor de alterare.

Principalele clase și grupe de minerale implicate în procesul de alterare sunt:

Halogenurile

Sarea gemă este principala halogenură din natură. Dizolvarea este congruentă iar gradul de hidroliză este foarte ridicat. Coeficientul de solubilitate în apă distilată la 25°C este de 6moli/l sau 350g/1000g H₂O, fiind un mineral ușor solubil. Coeficientul de solubilitate crește foarte puțin cu creșterea temperaturii. Fiind un mineral ușor solubil, apele de circulație dizolvă și transportă însemnate cantități de NaCl. Aproximativ 55% din clorul existent în aceste ape se datorează dizolvării NaCl din soluri sau roci.

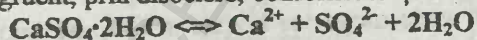
Sulfatii

Gipsul și anhidritul sunt cele mai frecvente minerale din această clasă. Produsul lor de solubilitate este mult mai mic decât cel al halitului, fiind minerale greu solubile.

Astfel:

$$K_{\text{anhidrit}} = 10^{-45}; K_{\text{gips}} = 10^{-46}$$

În prezența apei anhidritul trece, prin hidratare, în gips. Gipsul este dizolvat congruent, prin disociere, conform reacției:



Coeficientul de solubilitate al gipsului în apă distilată la 25°C este de 0,015moli/l și se modifică foarte puțin cu creșterea temperaturii. La circa 57°C, gipsul trece în anhidrit, acesta fiind mai stabil decât gipsul (fig. II.7).

Carbonații

Principalii carbonați din depozitele sedimentare, în ordinea scăderii solubilității, sunt aragonitul, calcitul, dolomitul, sideritul, ankeritul și rodocrozitul.

Carbonații sunt minerale greu solubile iar coeficientul de solubilitate este mai scăzut decât cel al gipsului. Produsele de solubilitate ale calcitului și aragonitului sunt:

$$K_{\text{calcit}} = 10^{-8,41}; K_{\text{aragonit}} = 10^{-8,23}$$

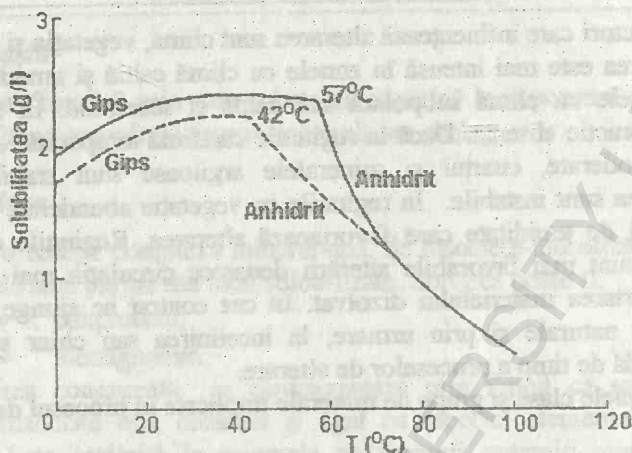
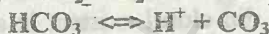
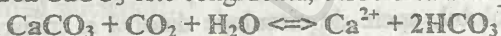


Fig. II.7. Solubilitatea gipsului și anhidritului în funcție de temperatură, în apă distilată și la presiunea de 1 atm. Linii punctată și continuă se referă la două seturi de date diferite (Garrels, Mackenzie, 1971; din Kinsman, 1966)

Dizolvarea CaCO_3 este congruentă, disocierea având loc în două trepte:



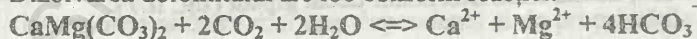
Deoarece a doua treaptă de disociere este nesemnificativă sub aspect cantitativ, constanta de echilibru pentru prima treaptă de disociere este:

$$K = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{HCO}_3^-}^2}{a_{\text{CO}_2}} = 10^{-5.9}$$

Se poate observa că presiunea parțială a CO_2 dizolvat în apă influențează direct solubilitatea CaCO_3 . La creșterea cantității de CO_2 din apele de suprafață, reacția este deplasată spre dreapta și astfel solubilitatea CaCO_3 crește.

Dizolvarea CaCO_3 de către apele meteorice bogate în CO_2 are implicații sedimentologice deosebite în regiunile cu substrat litic calcaros, constituind alterarea de tip "karst".

Dizolvarea dolomitului are loc conform reacției:



Raportul $\text{Ca}^{2+} : \text{HCO}_3^-$ este 1:2 în cazul dizolvării CaCO_3 și 1:4 în cazul dizolvării dolomitului. Urmărirea acestui raport în apele de circulație oferă informații cu privire la natura rocilor supuse alterării.

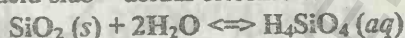
Fierul rezultat în urma disocierii sideritului și ankeritului în apele de circulație este oxidat și precipitat sub formă de oxihidroxizi de fier. Aceștia intră în constituția scoarței de alterare și pot fi ulterior levigați în suspensie sau sub formă

de soluție coloidală.

Silicea

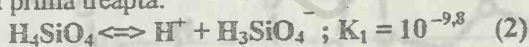
În rocile supuse alterării, silicea constituie minerale independente sau intră în alcătuirea silicaților sub forma tetraedrilor $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Fazele polimorfe ale silicei sunt: cuarț, cristobalit, tridimit, coesit, stishovit, lechatelierit (sticlă silicioasă), opal, silice amorfă anorganică și o fază minerală descoperită mai recent - moganitul (Heaney, Post, 1992). Opalul din soluri este în principal biogen, fiind reprezentat prin opal-A. Unele specii de iarbă extrag silicea apoasă anorganică din sol și o depun sub forma unor *fitolite* în țesutul vegetal. Descompunerea ulterioară a biomasei conduce la acumularea în sol a fitolitelor, în concentrații de 1 până la $30\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Drees et al., 1989).

Dizolvarea mineralelor din grupa SiO_2 are loc prin hidroliză și hidratare (fig. II.8), rezultând un acid slab – acidul ortosilicic:



$$K = \frac{a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}}{a_{\text{SiO}_2} \cdot a^2_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (1)$$

Disocierea are loc în trepte, importantă prezentând doar constanta de disociere pentru prima treaptă:



Solubilitatea silicei este dependentă de structura reticulară, pH-ul soluțiilor naturale, temperatura, forma și dimensiunea particulelor (clastelor). Astfel, coeficientul de solubilitate al cuarțului este de $6,5\text{ppm}/1000\text{g H}_2\text{O}$ la 25°C iar cel al opalului de 115ppm . Constanta de echilibru K are următoarele valori:

Cuarț	$1,11 \times 10^{-4}$
Cristobalit	$2,28 \times 10^{-4}$
Tridimit	$3,02 \times 10^{-4}$
Coesit	$9,98 \times 10^{-4}$
Silice amorfă	$1,12 \times 10^{-3}$

Gradul de dependență al solubilității funcție de pH-ul apei este asemănător pentru cuarț și opal. În acest sens, la valori ale pH-ului cuprinse între 4 și 8,5, solubilitatea prezintă o creștere ușoară pentru ambele forme de silice. Aproape de valoarea 9 a pH-ului, acidul slab H_4SiO_4 disociază în mod apreciabil (reacția 2). Solubilitatea crește semnificativ, atingând valori de $2000\text{ppm}/1000\text{g H}_2\text{O}$. În condiții naturale, soluții apoase cu $\text{pH} \approx 9$ se formează numai în urma hidrolizei mineralelor argiloase cu conținut ridicat de Na și K și într-un regim de circulație al apei aproape staționar.

Reacția (2) reprezintă un important sistem tampon pentru mediile naturale în care este prezentă silicea liberă. Datorită acestui fapt, următoarele trepte de

PROCESE DEPOZIȚIONALE

disociere ale acidului ortosilicic nu prezintă importanță (creșterea valorii pH-ului, ca o condiție a desfășurării celorlalte trei trepte de disociere, este împiedicată de sistemul tampon).

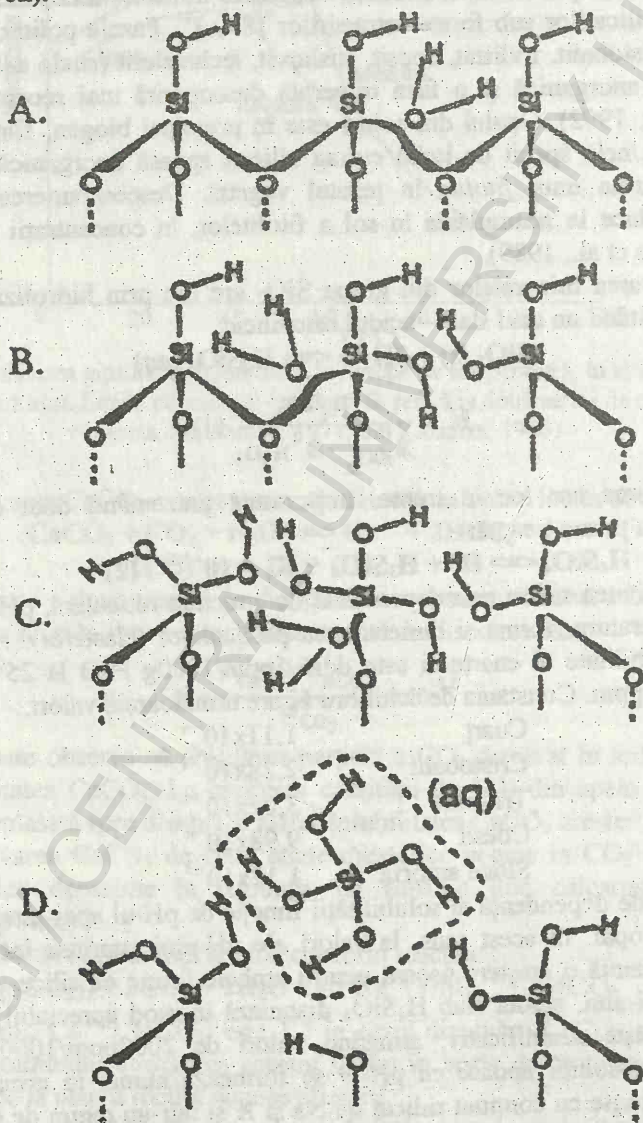
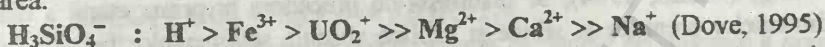


Fig. II.8. Mecanismul de reacție (A-D) pentru hidroliza și hidratarea siliceii (Lasaga, 1995).

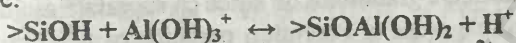
PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

Solubilitatea silicei este influențată de prezența cationilor aflați în soluție. Aceasta se poate manifesta în două moduri:

a. Reacționează cu acidul ortosilicic pentru a forma complecși. Activitatea silicei este dată de reacția (1). Dacă o parte din H_4SiO_4 reacționează pentru a forma un complex, atunci o cantitate mai mare de SiO_2 va fi dizolvată pentru a menține constantă valoarea K. Afinitatea de reacție, în ordine descrescătoare, este următoarea:



b. Unii cationi interacționează cu moleculele de apă, modificând energia de hidratare a H_4SiO_4 . Astfel, prezența Al^{3+} în soluție influențează negativ solubilitatea silicei datorită formării unui complex aluminosilicatic de suprafață, cu rol de protecție:



Același fenomen are loc și în prezența Fe^{2+} . Alți cationi care reduc solubilitatea silicei sunt Zn^{2+} , Cu^{2+} , Be^{2+} și Ga^{3+} .

Efectul temperaturii asupra solubilității silicei este prezentat în figura II.9. Se poate observa că pentru toate fazele minerale, solubilitatea prezintă creșteri semnificative doar la temperaturi mai ridicate decât cele din mediile naturale.

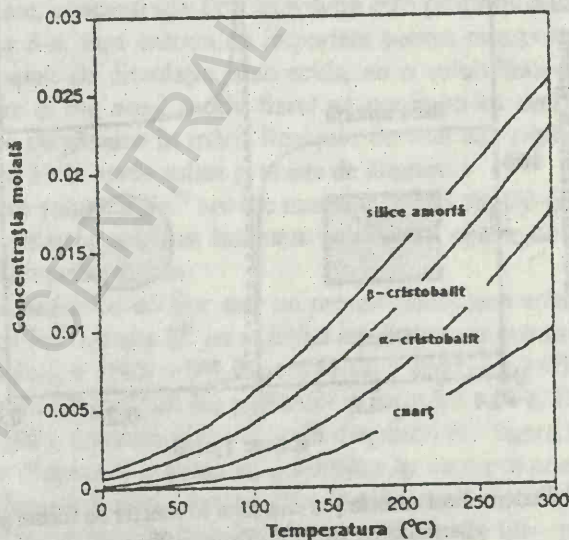


Fig. II.9. Solubilitatea cuarțului, cristobalitului și silicei amorfe în funcție de temperatură (Dove, 1995).

Solubilitatea silicei este invers proporțională cu dimensiunea fragmentelor

PROCESE DEPOZIȚIONALE

(clastelor), în cazul suprafețelor convexe (rotunjite). Dacă dimensiunea particulelor este mai mică de $0,1\mu\text{m}$, creșterea solubilității este aproape exponențială și modificarea devine măsurabilă (fig. II.10). Această diferență de solubilitate între particulele de dimensiuni submicronice și cele de dimensiuni mai mari determină dizolvarea primelor și creșterea în dimensiune a ultimelor prin reprecipitarea silicei dizolvate. Acest fenomen, cunoscut sub numele "maturizarea Ostwald" (*Ostwald ripening*) (Atkins, 1994), se manifestă cu precădere în prima etapă a diagenzei sedimentelor arenitice și siltice și explică absența sedimentelor pelitice bogate în cuarț.

Solubilitatea particulelor cu suprafețe concave (valori negative ale razei curbării suprafeței) este direct proporțională cu raza. Acest fapt explică absența aproape totală din rocile sedimentare a granulelor de silice cu suprafața așchioasă.

Coeficientul de solubilitate redus al cuarțului, participarea nesemnificativă a opalului la constituția rocilor și concentrația ridicată a silicei în apele de suprafață (10 – 60ppm) indică faptul că aceasta nu provine din dizolvarea cuarțului ci mai probabil din alterarea silicaților (în special feldspați).

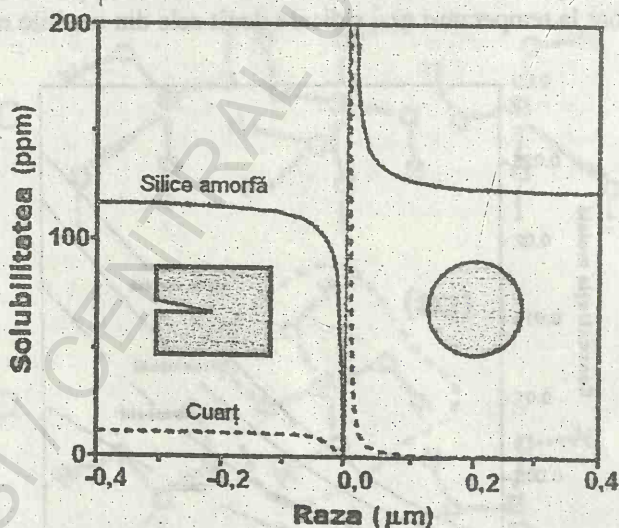


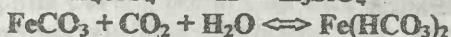
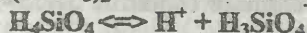
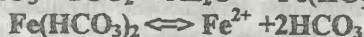
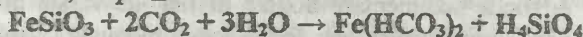
Fig. II.10. Solubilitatea silicei amorfe și a cuarțului în funcție de forma și dimensiunea particulelor, la 25°C (Dove, 1995).

Compușii fierului

Fierul apare sub formă bivalentă în sulfuri, oxizi, carbonați, sulfati, fosfați și silicați iar cu stare de oxidare $3+$ în oxizi, hidroxizi și silicați. Procesul de altera-

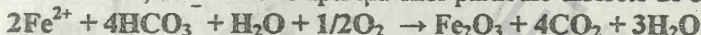
PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

re al mineralelor ce conțin fier implică reacții redox. Trecerea în soluție a fierului este funcție de gradul de oxidare. Fe^{2+} este solubilizat relativ ușor în apele superficiale slab acide, cu $\text{pH} \leq 5$:

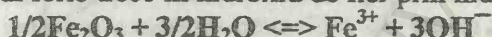


Ionii Fe^{2+} se pot menține în soluție numai în zonele de stagnare a apei din baza scoarței de alterare.

Transportul Fe^{2+} în soluție este împiedicat de prezența O_2 dizolvat care va oxida forma feroasă, determinând apariția unor particule discrete de oxid feric:



Oxidul feric trece în hidroxid de fier prin hidratare:



Produsul de solubilitate al hidroxidului de fier este:

$$K = [\text{Fe}^{3+}] \cdot [\text{OH}^-]^3 = 10^{-42.7}, \text{ însă:}$$

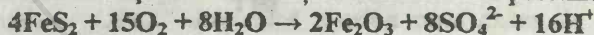
$$K_1 = [\text{OH}^-] \cdot [\text{H}^+]; \text{ rezultă:}$$

$$[\text{Fe}^{3+}] = K \cdot [\text{H}^+]^3 / K_1^3$$

Prin urmare, concentrația Fe^{3+} în soluție este proporțională cu concentrația (H^+) la puterea a 3-a, fapt extrem de important pentru transportul și precipitarea acestuia. Astfel, apele de circulație, slab acide, au o solubilitate mult mai ridicată decât apa de mare și din acest motiv fierul va precipita cu ușurință în zonele de vărsare ale apelor curgătoare în mări. Reacțiile de mai sus explică și acumularea oxo-hidroxizilor de Fe în unele soluri și cruste de alterare.

Trecerea în soluție a Fe^{3+} are loc numai la valori ale pH-ului mai mici de 3. Astfel de soluții puternic acide se întâlnesc sub forma apelor de mină de la unele exploatare de sulfuri polimetalice.

Alterarea sulfurilor de fier este un proces redox mai complex, care presupune atât oxidarea Fe^{2+} cât și a S^{2-} iar soluțiile rezultate sunt puternic acide:



Câmpurile de stabilitate ale sulfurilor și oxizilor de Fe, funcție de valorile Eh – pH ale soluțiilor naturale sunt redată în diagrama din figura II.11. Liniile care separă câmpurile diagramei corespund condițiilor în care pot coexista în echilibru două minerale. Hematitul și magnetitul, de exemplu, sunt adesea găsite împreună în depozite sedimentare bogate în fier; linia *ab* indică valorile Eh – pH la care coexistența lor este posibilă și astfel se pot face aprecieri asupra parametrilor Eh – pH ai mediului de sedimentare în care s-au format sau ai soluțiilor interstițiale din timpul diagenzei.

Astfel de diagrame Eh – pH pot furniza informații privind condițiile fizico – chimice care au existat în timpul alterării atmosferice, a sedimentării chimice sau

PROCESE DEPOZIȚIONALE

a diagenizei sedimentelor acumulate în apă, la temperaturi cuprinse între 25° și 100°C și presiune de circa o atmosferă. În acest sens, prezența obișnuită a hematitului și magnetitului în rocile sedimentare bogate în fier, de vârstă precambriană (BIF – banded-iron formation; formațiunea feruginoasă rubanată, jaspilite feruginoase etc.) a permis cercetătorilor să estimeze condițiile fizico – chimice din bazinele de sedimentare din acea perioadă.

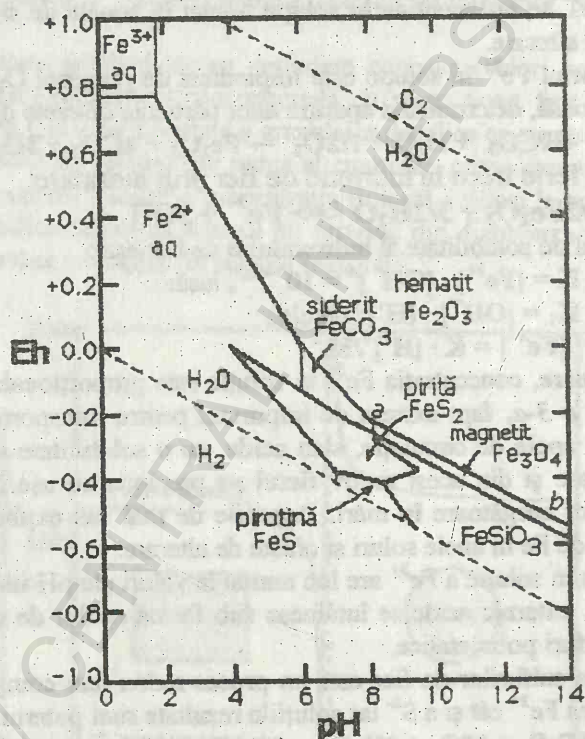


Fig. II.11. Diagrama Eh – pH cu câmpurile de stabilitate ale Fe^{2+} , Fe^{3+} și ale unor minerale de Fe în apă, la 25°C și o atmosferă (cu modificări, după Garrels, Crist, 1965).

Sulfurile

Alterarea sulfurilor presupune reacții redox, schimb ionic și uneori hidratare. Pentru sulfurile ce conțin cationi cu o singură stare de oxidare, alterarea se manifestă ca un proces de oxidare a sulfului, rezultând sulfatați sau, prin reacții de schimb ionic, carbonați sau chiar silicați. Astfel, sub influența apelor meteorice oxigenate, sfaleritul (ZnS) se alterează rezultând smithsonit (ZnCO_3) și hemimorfit ($\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), iar galena trece în anglezit (PbSO_4) și ceruzit (PbCO_3). În

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

cazul sulfurilor ce conțin metale care pot avea mai multe stări de oxidare, în reacția redox sunt implicați atât cationii cât și S^{2-} . Ca exemple, pe lângă sulfurile de Fe menționate deja mai putem adăuga sulfurile de Cu și Mn.

Alterarea sulfurilor prezintă uneori importanță din punct de vedere economic. În apropierea suprafeței terestre, filoanele hidrotermale bogate în sulfuri sunt supuse alterării și are loc o îmbogățire secundară în minereu. În cazul sulfurilor de cupru (calcopirită $CuFeS_2$, bornit Cu_5FeS_4), se poate constata o zonalitate verticală, funcție de poziția nivelului hidrostatic. Sub acest nivel, în urma alterării se formează covelina (CuS) și S nativ iar deasupra oxizi, sulfati, carbonați și silicați de Cu (cuprit Cu_2O , tenorit CuO , calcantit $CuSO_4 \cdot 5H_2O$, malachit $Cu_2(CO_3)(OH)_2$, azurit $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ și crisocol $Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot H_2O$)

Silicații

În clasa silicaților sunt cuprinse aproximativ o treime din mineralele cunoscute în natură și constituie peste 75% din crusta terestră. Datorită mării lor abundențe, alterarea silicaților prezintă o deosebită importanță sedimentogenetică din două motive. În primul rând, alterarea silicaților și în special a feldspaților constituie cel mai important proces fundamental de formare a solurilor. În al doilea rând, sunt principalii furnizori de ioni pentru soluțiile naturale.

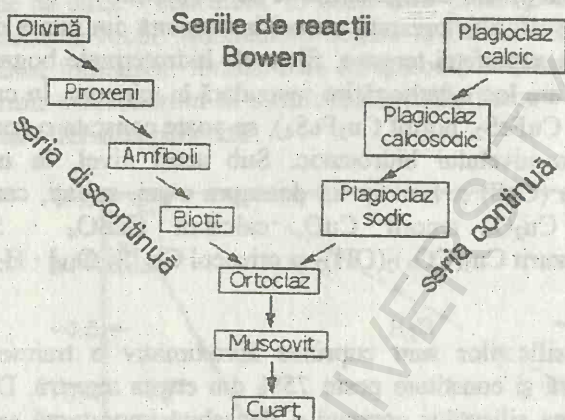
Pentru a înțelege procesele prin care are loc alterarea, trebuie să reamintim câteva trăsături chimico - structurale ale acestora. Rețeaua cristalină are la bază gruparea tetraedrică $[SiO_4]^{4-}$ și subordonat $[AlO_4]^{5-}$. În cadrul acestor tetraedri, caracterul covalent al legăturii chimice este de aproape 50%. Din acest motiv, soluțiile naturale slab acide nu au nici o influență asupra acestor tetraedri.

Rețeaua cristalină conține tetraedri izolați sau tetraedri polimerizați. Polimerizarea se realizează prin vârfurile tetraedrilor, legătura $Si-O-Si$ caracterizând unul, două, trei sau toate vârfurile. Legătura dintre tetraedrii, grupele, lanțurile sau planele de tetraedri se realizează prin intermediul cationilor coordinați de atomii de oxigen cu sarcini necompensate, numiți *cationi de legătură*. În cazul tectosilicaților, cu rețea tridimensională de tetraedri (polimerizare prin toate vârfurile), prezența tetraedrilor $[AlO_4]^{5-}$ determină apariția unui exces de sarcini electrice negative; în această situație, cationii coordinați de ioni de oxigen cu sarcini electrice necompensate vor asigura electroneutralitatea rețelei, numindu-se *cationi de compensare*. Coordinarea cationilor de legătură și compensare se realizează prin legături predominant ionice (funcție de raza ionică, potențialul ionic și electronegativitatea cationului) și din această cauză rețeaua cristalină devine instabilă în prezența apelor meteorice slab acide.

Instabilitatea silicaților este dependentă de energia internă și de compoziția chimică. Cu cât temperatura de cristalizare este mai ridicată, adică au energia internă mai mare, cu atât sunt mai instabili în condițiile de temperatură și presiune

PROCESE DEPOZIȚIONALE

ale exogenezei. Succesiunea de cristalizare a silicaților din seriile de reacții Bowen coincide cu sensul creșterii gradului de stabilitate al acestora.



Compoziția chimică influențează gradul de instabilitate al silicaților deoarece cationii de legătură și de compensare realizează, cu anionii de oxigen legături ionice a căror tărie este diferită, funcție de potențialul ionic și electronegativitatea cationilor. Un prim rezultat logic al acestei afirmații ar fi acela că un silicat care nu conține cationi de legătură sau de compensare (adică în rețeaua reticulară nu apar legături predominant ionice) este foarte stabil. Într-adevăr, cuarțul care este format numai din tetraedri $[\text{SiO}_4]^{4-}$ polimerizați prin toate vârfurile este foarte rezistent la alterare. Urmează silicații în care cationii de legătură sunt în principal sau în totalitate reprezentați prin Al^{3+} , cum sunt topazul, caolinitul etc. Cei mai instabili silicați sunt cei care conțin cationi alcalini deoarece legăturile pe care acești cationi le realizează cu oxigenul au cel mai pronunțat caracter ionic.

Afirmațiile precedente sunt, la prima vedere, în contradicție cu referirile la seriile de reacții ale lui Bowen deoarece în conformitate cu aceste serii ortoclazul este mai stabil decât olivina. Instabilitatea silicaților a fost însă exprimată funcție de două grade de libertate diferite și anume energia de formare Gibbs și compoziția chimică.

Dintre două minerale care au cationi de legătură sau de compensare identici, este mai instabil cel cu energia de formare mai mare. De exemplu, dintre ortoclaz și leucit este mai instabil în condiții de suprafață leucitul deoarece se formează la temperatură mai ridicată. Dintre albit și nefelin este mai instabil nefelinul. Situația este identică la alumosilicații andaluzit - disten - sillimanit.

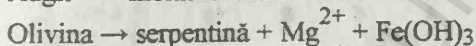
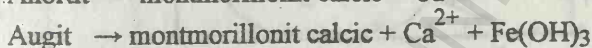
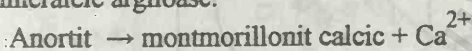
Dacă doi silicați au energii de formare foarte apropiate, este mai instabil cel care conține cationi cu electronegativitate mai mică. Dintre caolinit și illit, mai

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

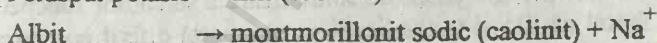
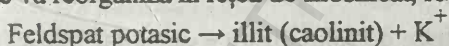
instabil este illitul deoarece pe lângă Al mai conține și K.

Solubilizarea silicaților este incongruentă și implică un complex de reacții de hidratare, hidroliză și redox. În prima fază are loc un proces de hidratare impus de existența la suprafața rețelei cristaline (vârfurile tetraedrilor marginali) a ionilor de oxigen cu sarcini electrice necompensate. Aceștia sunt înlocuiți cu grupări OH⁻, rezultând legături de tip Si—OH, compensate electric și stabile. Efectul acestui proces este creșterea concentrației de H⁺ în soluția apoasă, aceasta devenind acidă.

Cationii de legătură și compensare trec în soluție, rețeaua cristalină devenind instabilă. Din acest moment procesul de alterare evoluează diferit, funcție de natura cationilor care trec în soluție și de dinamica soluțiilor apoase. În cazul silicaților ce conțin cationi de Ca, Mg, Fe și Mn, prin trecerea acestora în soluție, mediul devine ușor bazic. Rețeaua cristalină (tetraedrii) se va reorganiza într-o nouă structură, stabilă în noile condiții, adică structură de filosilicat. Se vor forma astfel mineralele argiloase:

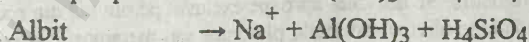
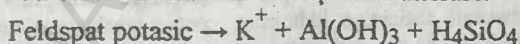


Dacă silicații conțin cationi alcalini, în urma hidrolizei mediul apos va deveni puternic alcalin. În cazul unei circulații rapide sau a unui aport continuu de apă, alcalinitatea mediului nu va crește atât de mult încât să influențeze solubilitatea Al și Si. Cationii alcalini vor fi levigați în mare parte iar reziduul rămas se va reorganiza în rețea de filosilicat, rezultând minerale argiloase:



Dacă levigarea bazelor este mai rapidă se formează structuri 1T:1Oc (caolinit) iar dacă îndepărtarea cationilor este mai lentă rezultă minerale argiloase cu structuri 2T:1Oc.

În zonele cu o dinamică redusă a apelor meteorice, pH-ul va atinge valori ridicate (peste 9). Al și Si sunt mult mai solubili în mediu puternic alcalin (fig. II.12). Din acest motiv silicatul este complet solubilizat rezultând, în locul mineralului argilos, hidroxid de Al și silice; aceasta din urmă este îndepărtată iar hidroxi-zii de Al se acumulează în scoarțele de alterare:



Mineralele feromagneziene cu conținut ridicat în Fe²⁺ se alterează în principal printr-un proces de oxidare și hidratare. Astfel, olivina¹ și piroxenul trec în oxi-

¹ Olivina trece în gel chiar și într-un mediu slab acid, având o slabă rezistență la alterare. Olivina

hidroxizi de Fe și silice iar biotitul în oxi-hidroxizi de Fe și muscovit (sau clorit). În cazul biotitului, dacă apele meteorice sunt slab oxigenate are loc inițial o intensă hidratare, mineralul primind o intensă nuanță aurie (hidrobiotit).

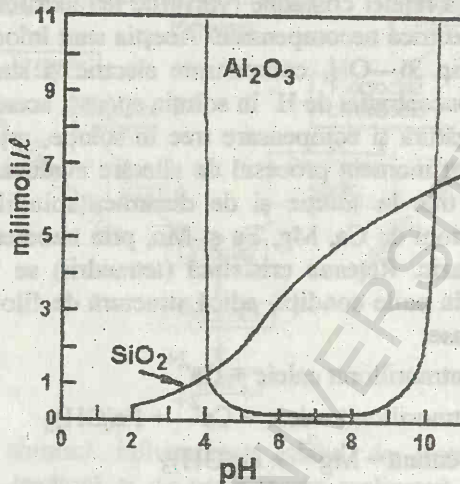


Fig. II.12. Solubilitatea SiO_2 și Al_2O_3 în funcție de pH (Murray, 1992; după Mason, 1952).

Un rol important în alterarea silicaților feromagnezieni îl dețin și compușii organici existenți în sol. Aceștia extrag cationii din silicați și formează compuși organo-minerali sau chelați.

Studiile experimentale privind viteza de solubilizare a silicaților funcție de pH au pus în evidență faptul că filo și tectosilicații se comportă diferit comparativ cu inosilicații. Astfel, în mediu acid rata de disociere scade cu creșterea valorii pH-ului pentru toți silicații. În schimb, în mediu bazic rata de disociere crește cu creșterea valorii pH-ului numai la feldspați (fig. II.13, II.14) și miche (fig. II.15), în

forsteritică este alterată în principal prin levigare a Mg și adăugarea de apă. Reacțiile chimice sunt complexe și implică hidratare, oxidare și carbonatare. Olivina fayalitică este alterată în principal prin oxidare și îndepărtarea silicii. Produsele uzuale ale alterării sunt serpentina, iddingsitul și bowlingitul, toate apărând ca pseudomorfoze. Serpentina este adesea însoțită de magnezit. Iddingsitul și bowlingitul reprezintă o mixtură de câteva minerale distinctive. Iddingsitul conține goethit, hematit și silicați cum ar fi vermiculitul sau montmorillonitul. Se dezvoltă aproape exclusiv pe olivina din rocile vulcanice sau subvulcanice și practic niciodată pe olivina din rocile plutonice sau metamorfice. Acest proces de iddingsitizare are loc înainte de completa consolidare a lavei sau a magnei hipabisice deoarece s-au observat nuclee de olivină înconjurate de un inel de iddingsit și apoi din nou olivină netransformată. În lipsa alterării, dezagregarea rocilor eruptive bogate în olivină conduce la formarea unui nisip verde sau negru verzui (plajele insulelor Oahu și Hawaii, ținutul Navajo din statele Arizona și New Mexico).

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

timp ce la inosilicați continuă să scadă (fig. II.16). Explicația contă în aceea că la inosilicați gradul de polimerizare a tetraedrilor $[\text{SiO}_4]^{+}$ este mai redus decât la filo și tectosilicați. La valori ridicate ale pH-ului, rețelele planare și tridimensionale de tetraedri sunt afectate în mai mare măsură (creșterea pH-ului determină creșterea solubilității silicei).

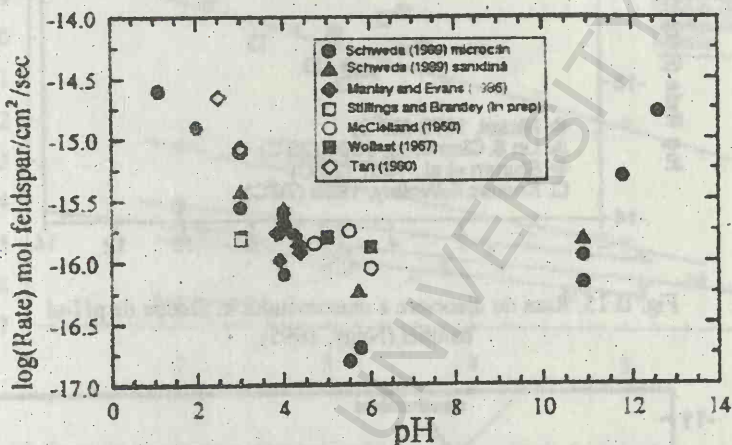


Fig. II.13. Rata de disociere a feldspatului potasic în funcție de pH-ul soluției (Blum, 1994, cu modificări).

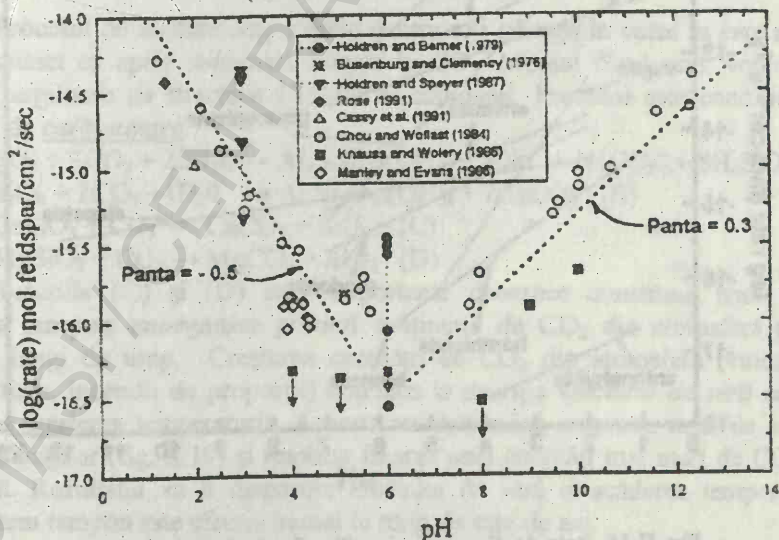


Fig. II.14. Rata de disociere a feldspatului sodic în funcție de pH-ul soluției (Blum, 1994, cu modificări).

PROCESE DEPOZIȚIONALE

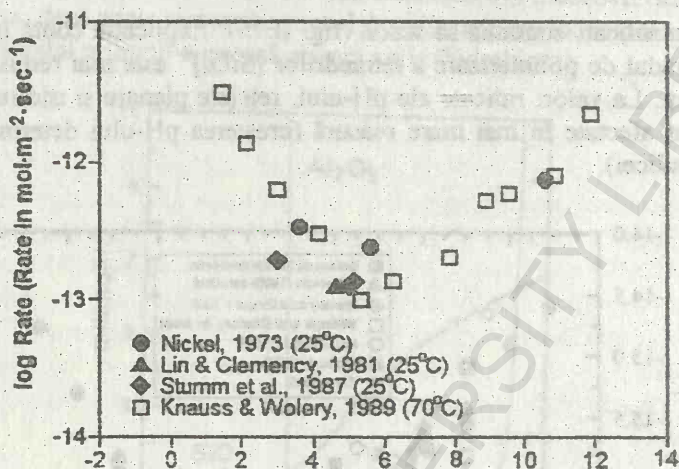


Fig. II.15. Rata de disociere a muscovitului în funcție de pH-ul soluției (Nagy, 1995).

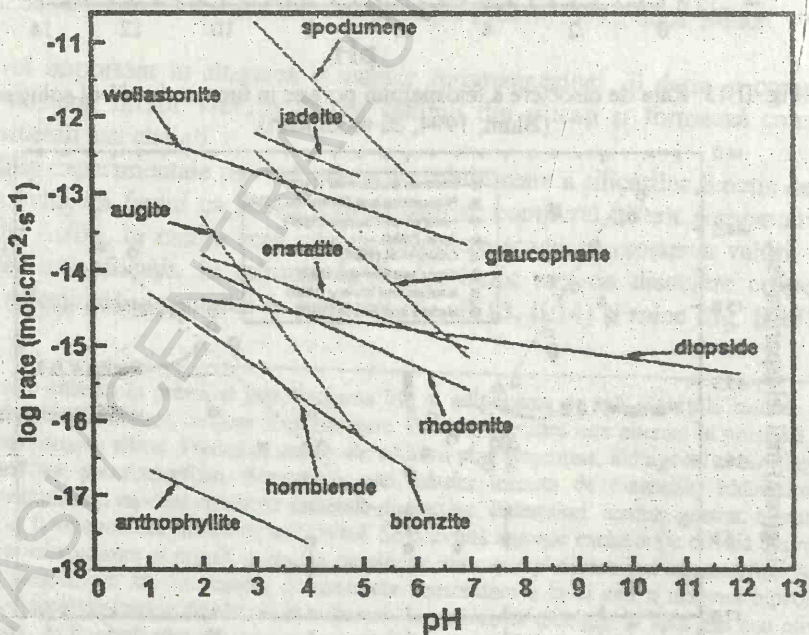


Fig. II.16. Rata de disociere a inosilicaților în funcție de pH-ul soluției (Brantley, Chen, 1995).

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

În cazul plagioclazului, rata de disociere este dependentă și de conținutul în Ca, respectiv Al (fig. II.17, II.18). În mediu acid, la scăderea valorii pH-ului rata de disociere a plagioclazului calcic crește mai mult decât cea a plagioclazului sodic deoarece tetraedrii $[AlO_4]$ sunt în cantitate mai mare.

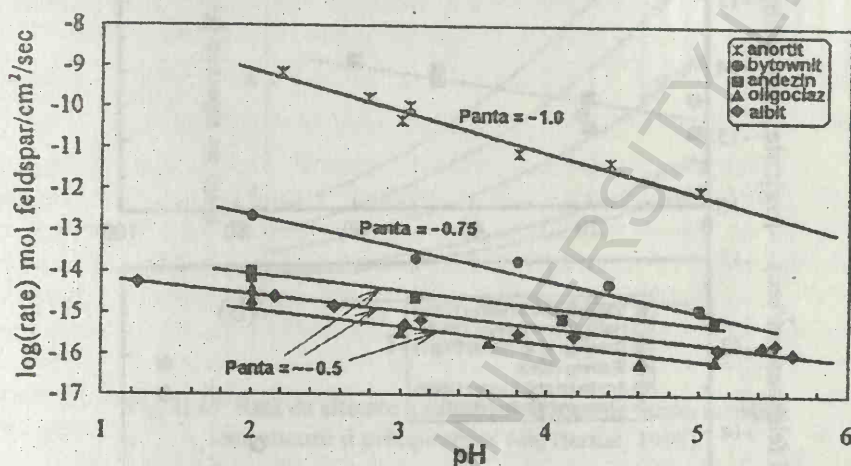
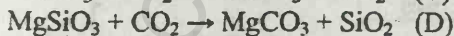
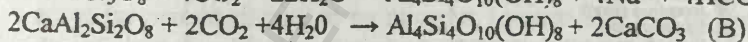
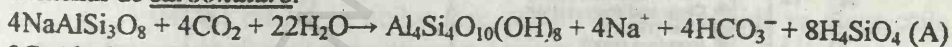


Fig. II.17. Rata de disociere a plagioclazului în mediu acid, în funcție de conținutul în anortit (Blum, 1994).

Procesul de alterare este identic pentru toți silicații în cazul în care aceștia vin în contact cu apele meteorice bogate în CO_2 . Mediul fiind acid, vor rezulta minerale argiloase cu structura 1T:1Oc și carbonați. Procesul este cunoscut sub termenul de carbonatare:



Reacțiile (C) și (D) sunt importante deoarece constituie unul dintre sistemele tampon anorganice privind conținutul de CO_2 din atmosferă pentru perioade lungi de timp. Creșterea cantității de CO_2 din atmosferă (vulcanism, metamorfism, incendii de proporții) conduce la apariția *efectului de seră* care va determina creșterea temperaturii. Aceasta va determina creșterea ratei de solubilizare a silicaților (fig. II.19) și implicit fixarea unei cantități mai mari de CO_2 din atmosferă. Rezultatul va fi dispariția efectului de seră și scăderea temperaturii. Acest sistem tampon este efectiv numai în timp de sute de ani.

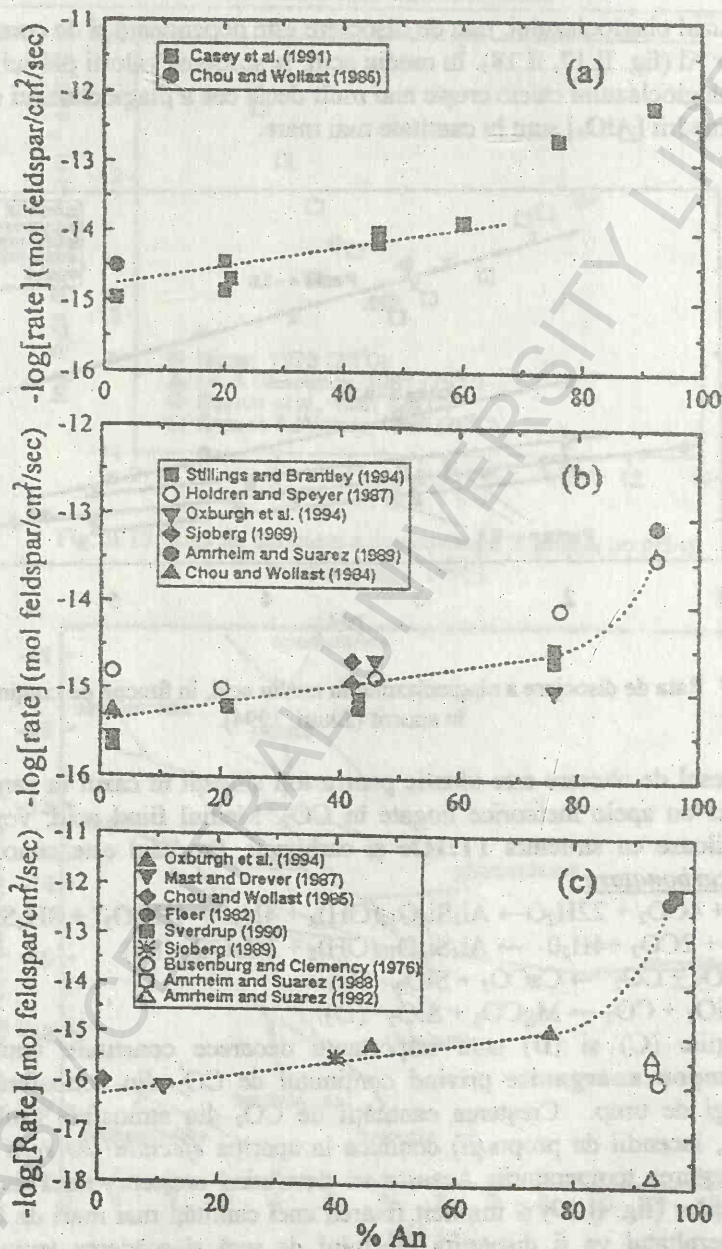


Fig. II.18. Rata de disociere a plagioclazului în funcție de conținutul în anortit la (a) pH 2, (b) pH 3 și (c) pH 5 (Blum, 1994).

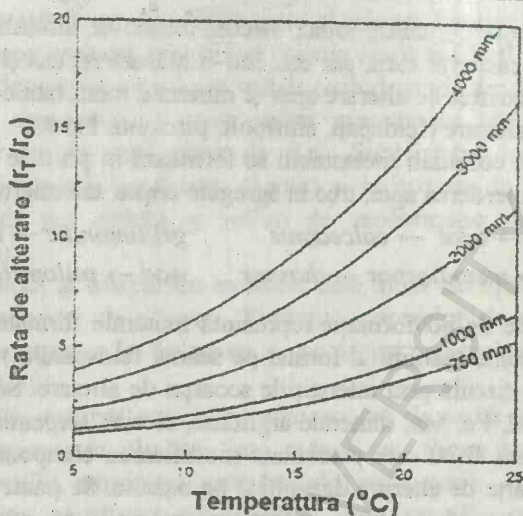


Fig. II.19. Rata de alterare a silicaților funcție de media anuală a temperaturii și precipitațiilor (din Berner, 1995).

Rata de alterare a mineralelor, în aceleași condiții de pH, Eh și conținut în CO_2 și O_2 al soluțiilor naturale, mai depinde de doi factori principali (Eggleton, 1986):

- existența unor căi de difuzie, cum sunt defectele de rețea, fisurile și frac-turile, care să permită accesul agenților de alterare (apă, O_2) și care permit ca agen-ții de alterare să vin în contact cu mineralul pe o suprafață efectivă din ce în ce mai mare;

- rata de creștere a noilor faze stabile; creșterea rapidă va bloca căile de acces iar rata de alterare se va micșora, în timp ce o rată de creștere redusă va acor-da suficient timp elementelor să părăsească sistemul.

Produsele alterării

Dezagregare și alterarea conduc la formarea, pe seama rocilor preexistente, a depozitelor sedimentare cu caracter rezidual: scoarța de alterare și solul.

Scoarța de alterare se dezvoltă progresiv între roca proaspătă sau *protolitul* și învelișul de sol. Formează un înveliș discontinuu iar grosimea ei poate atinge 50 - 60m, fiind mai mare în zonele ecuatoriale și temperate și mai redusă în regiunile reci și aride. Scoarța de alterare este constituită din minerale relict, compuși coloidali metastabili și minerale de neoformație.

Mineralele relict sunt reprezentate în principal prin minerale greu solubile

și stabile în prezența O₂: cuarț, topaz, zircon, muscovit, turmalină, epidot, monazit, apatit, corindon, casiterit, rutil, aur etc. Într-o măsură redusă și în special spre partea inferioară a scoarței de alterare apar și minerale metastabile și instabile aflate în diverse stadii de alterare (feldspați, amfiboli, piroxeni, biotit).

Compușii coloidali metastabili se formează în primele momente ale alterării. În timp, prin pierderea apei, trec în agregate cripto sau microcristaline:

gel de silice → opal → calcedonie

gel limonitic → turgit → hematit

sporogelii → metadiaspor → diaspor

wad → psilomelan → piroluzit

Mineralele de neoformație reprezintă minerale formate prin alterarea unor minerale preexistente (caolinitul format pe seama feldspatului) sau prin precipitare din soluțiile care circulă prin interstițiile scoarței de alterare. Sunt reprezentate prin oxihidroxizi de Al, Fe, Mn, minerale argiloase, clorite, serpentină, zeoliți, carbonați și sulfati. În figura II.20 este prezentată modificarea compoziției mineralogice în profilul unei scoarțe de alterare dezvoltată pe bazalte. Se poate observa trecerea de la protolit (bazalt) cu conținut scăzut în minerale de neoformație (minerale argiloase și oxihidroxizi de Fe) la crusta de alterare propriu-zisă (laterit și crustă feruginoasă), lipsită complet de minerale relict (plagioclaz, piroxen, olivină).

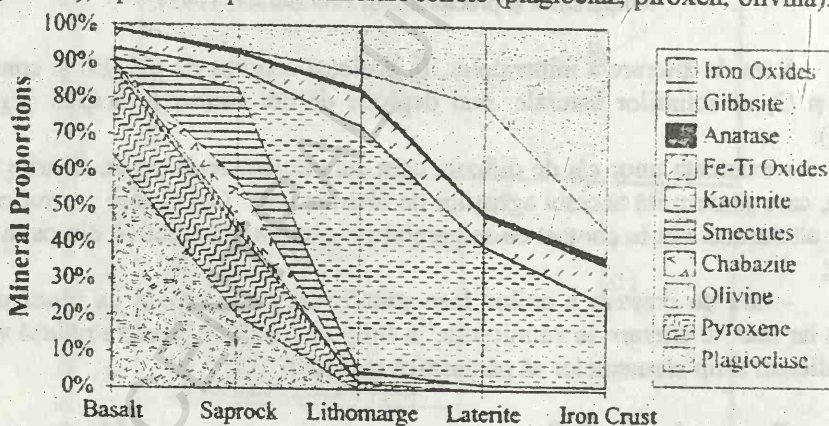


Fig. II.20. Variația compoziției mineralogice în profilul unei scoarțe de alterare dezvoltată pe bazalte (din Hill et al., 2000). *Saprock* – zona de alterare formată în principal din minerale relict și smectite; *Lithomarge* – mineralele relict nu depășesc câteva procente iar mineralele de neoformație predominante nu mai sunt smectitele ci canditele (caolinit ± meta-halloysit).

În profilul unei scoarțe de alterare pot fi separate două zone distincte în care procesul de alterare are o evoluție diferită, determinând apariția unui contrast mineralogic și chimic între ele. Cele două zone sunt: zona de oxidatie în partea superioară a crustei de alterare și zona de cementatie, în partea inferioară. Limita

dintre ele este marcată de nivelul hidrostatic al pânzei freatice. Zona de oxidație sau de aerare se caracterizează prin $\text{pH} < 6$ (mediu acid) și $E_h > 0$ (mediu reducător). Dintre mineralele de neoformație sunt stabili oxihidroxizii de Al, Fe și Mn. Zona de cementație se caracterizează prin valori crescătoare ale pH-ului, în bază atingându-se chiar valori mai mari de 8,5. Sunt stabili carbonații, sulfatii, filosilicații de Al (minerale argiloase, clorite) și hidroxizii de Ni și Co. În baza zonei de cementație pot apărea și sulfuri de neoformație (sulfuri secundare - covelina, calcozina).

Factorul climă și timpul de evoluție determină de asemenea o zonalitate compozițională a scoarței de alterare. Evoluția proceselor de alterare în condiții diferite de climă a condus la formarea a trei tipuri mineralogice de scoarțe de alterare (Ruhin, 1960).

Tipul *sialitic saturat* sau *hidromicaceu*; se dezvoltă în regiunile reci și temperate unde intensitatea alterării este redusă iar silicea nu este îndepărtată. Minerale tipomorfe: illit, montmorillonit, beidelit, hidroclorit.

Tipul *sialitic nesaturat* sau *argilitic*; este specific regiunilor calde cu umiditate moderată. Alterarea este mai intensă, silicea este parțial îndepărtată iar mineralele caracteristice sunt caolinitul, halloysitul, nontronitul și cuarțul.

Tipul *allitic* sau *lateritic*; este caracteristic regiunilor ecuatoriale. Alterarea este foarte intensă iar silicea este complet îndepărtată. Minerale tipomorfe: oxihidroxizi de Al, Fe și Mn.

Prin alterare lateritică se formează lateritele, care reprezintă o importantă sursă de minereuri metalice, în particular Fe, Al și Ni. Studiul efectuat de Hill et al. (2000) asupra paleolateritelor formate pe seama bazaltelor terțiare din Irlanda de Nord au pus în evidență o serie de caracteristici ale procesului de lateritizare. De la roca proaspătă se trece treptat la laterite și apoi la o crustă feruginoasă (fig. II. 20). Conținutul în mineralele principale din protolit (plagioclaz, piroxen, olivină) scade la circa 50% în saprolit (saprock) și 5% în lithomarge. În nivelul lateritic și crusta feruginoasă acestea dispar. În partea inferioară a crustei de alterare se formează minerale argiloase din grupa smectitelor, care mai conțin anumite cantități din cationii mineralelor principale (Ca, Mg, Mn, Na, K). În părțile superioare (lithomarge, laterite) levigarea cationilor este aproape completă, formându-se caolinit și oxihidroxizi de Al și Fe. Modificările mineralogice sunt fidel reflectate de modificarea chimismului rocii (tabelul II.1). În acest sens, bilanțul geochemic indică pierderi cuprinse între 59,45% și 99,45% pentru cationii alcalini și alcalinoteroși. Pentru calculul bilanțului geochemic, TiO_2 a fost utilizat ca referință deoarece titanul este considerat un element imobil în condiții de alterare supergenă. Un alt element care poate fi utilizat ca referință este thoriul (Braun et al., 1993). Modificarea procentuală S într-o rocă alterată a unui component X în raport cu un component de referință R se calculează cu formula:

PROCESE DEPOZIȚIONALE

$S = [(C_X/C_R) / (C_X/C_R)_0 - 1] \times 100$, unde:

S – pierderea sau câștigul (%) pentru componentul X (MgO, CaO etc.);

C_X – conținutul în component X (procente de masă) din roca alterată (saprolit, lithomarge, laterit, crustă feruginoasă);

C_R – idem, pentru componentul de referință (TiO₂ sau Th);

$(C_X/C_R)_0$ – raportul conținuturilor din roca proaspătă (protolit).

Tabelul II.1

Compoziția chimică medie (% , ppm) a rocii proaspete și alterate și bilanțul geochimic corespunzător (din Hill et al., 2000).

	Compoziție chimică medie				Bilanțul geochimic (%)		
	Bazalt	Lithomarge	Laterit	Crustă feruginoasă	Lithomarge	Laterit	Crustă feruginoasă
SiO ₂	43,94	37,33	21,54	12,72	-39,87	-77,06	-94,59
Al ₂ O ₃	15,15	27,86	33,78	17,51	30,18	4,35	-78,39
Fe ₂ O ₃	13,61	18,03	25,03	45,51	-6,24	-13,94	-37,47
MnO	0,34	0,18	0,10	0,06	-63,43	-86,56	-96,75
MgO	6,94	2,32	0,37	0,40	-76,33	-97,52	-98,93
CaO	9,32	1,80	0,45	0,59	-86,33	-97,76	-98,81
Na ₂ O	2,24	0,37	0,15	0,07	-88,36	-96,87	-99,45
K ₂ O	0,20	0,11	0,04	0,04	-59,45	-91,27	-96,44
TiO ₂	1,87	2,64	3,99	9,99	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,13	0,07	-5,85	-58,72	-90,73
P.C.	3,39	14,22	17,35	9,78	196,94	139,54	-46,05
Ba	53	87	81	248	15,33	-29,01	-12,90
Ce	22	35	27	26	14,92	-41,85	-77,56
Cr	205	384	572	832	32,41	30,52	-24,13
Cu	87	189	197	89	53,84	5,75	-80,96
Ni	205	557	404	88	92,31	-7,89	-91,96
Pb	< 3	< 3	6	10			
Rb	3	4	5	9	14,14	-15,01	-41,52
Sn	< 8	< 8	< 8	< 8			
Sr	233	87	30	67	-73,53	-93,91	-94,61
Th	< 2	< 2	4	13			
U	< 2	< 2	< 2	3			
V	278	389	627	1227	-0,69	5,76	-17,35
Y	26	16	7	7	-56,44	-87,40	-94,97
Zn	88	98	77	72	-21,77	-59,44	-84,76
Zr	84	90	142	173	-23,46	-20,67	-61,28

Bazalte – 5 probe; lithomarge – 126 probe; laterit – 99 probe; crustă feruginoasă – 10 probe.

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

Sodiul și potasiul prezintă scăderile cele mai mari încă din primul stadiu de alterare al protolitului iar dintre elementele urmă se remarcă Sr și Y. Faptul că Y este levigat aproape în totalitate este extrem de important deoarece indică faptul că în diagramele tectono-magmatice discriminatorii (cu Y) nu pot fi utilizate analize de bazalte alterate. Mordberg (1993) a arătat că în bauxitele boehmito-diasporice are loc o îmbogățire relativă în ytriu deoarece acești hidroxi de Al s-au format prin precipitare din alumosiderogel, care are o capacitate de adsorbție ridicată pentru ytriu. În schimb, gibbsitul din laterite s-a format prin descompunerea silicaților. Deși bariul și rubidiul au proprietăți chimice asemănătoare cu ale stronțului, respectiv potasiului, comportamentul lor în primul stadiu al alterării este opus, prezentând o îmbogățire relativă. Îmbogățirea relativă în Ba, Rb, Ce, Cr, Cu și Ni constatată pentru lithomarge se datorează concentrării acestora în mineralele argiloase nou formate (minerale de neoformație). Vanadiul are un comportament similar cu al titanului, păstrându-se sub formă de oxid stabil sau substituind titanul în anataz (mineral de neoformație).

La un anumit moment al evoluției scoarței de alterare în condiții de climă ecuatorială pot fi identificate, pe verticală, toate tipurile mineralogice de scoarțe de alterare. În timp, succesiunea de formare este (fig. II.21):

sialitic saturat (4) → sialitic nesaturat (3) → allitic (1, 2)

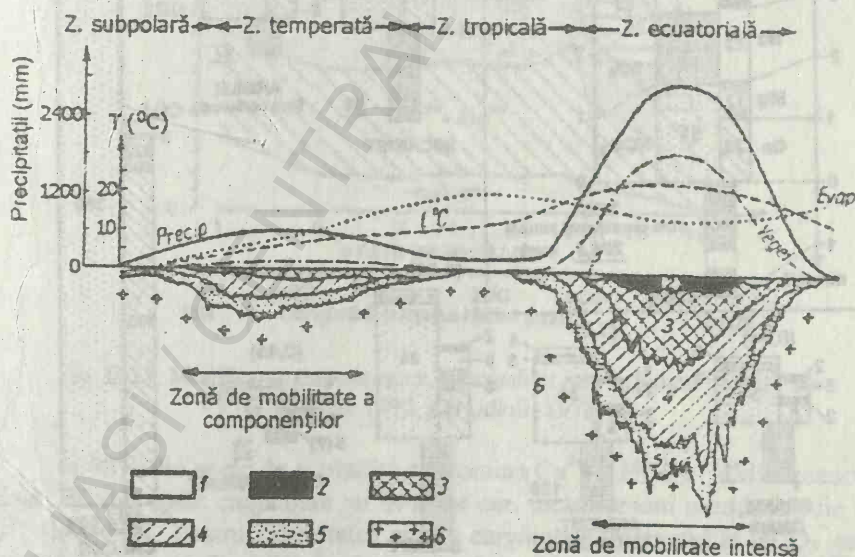


Fig. II.21. Zonarea climatică a scoarței de alterare: 1 - $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$; 2 - Al_2O_3 ; 3 - zona cu caolinit; 4 - zona cu montmorilonit; 5 - zona cu gruss; 6 - roca proaspătă (Rădulescu, Anastasiu, 1979, din Smirnov, 1976).

II.2.2. Transportul în soluție

Apele meteorice dizolvă și transportă spre bazinele de sedimentare o mare cantitate de substanță pe două căi: în soluție electrolitică și în soluție coloidală. Substanța aflată în soluție electrolitică (ionică sau moleculară) provine din (1) alterarea rocilor preexistente, (2) apa de ploaie și, în ultimul secol, din (3) activitățile umane. Compoziția chimică medie a apelor curgătoare este dominată de Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Cl^- și SO_4^{2-} . Urmează apoi, subordonat cantitativ, H_4SiO_4 , Mg^{2+} și K^+ . Conținutul mediu de substanță aflată în soluție – TDS (total dissolved solids) – este de 100mg/l. La aceasta se mai adaugă în cantități variabile substanța organică dizolvată. Cantitatea totală de substanță dizolvată din apele curgătoare este dependentă, în principal, de cantitatea de substanță dizolvată din apele freatice (groundwater). Aceasta depinde la rândul ei de litologia bazinului hidrografic. Conținutul în principalii constituenți ai apelor freatice funcție de tipul petrografic al rocii din substrat, este redat în figura II.22.

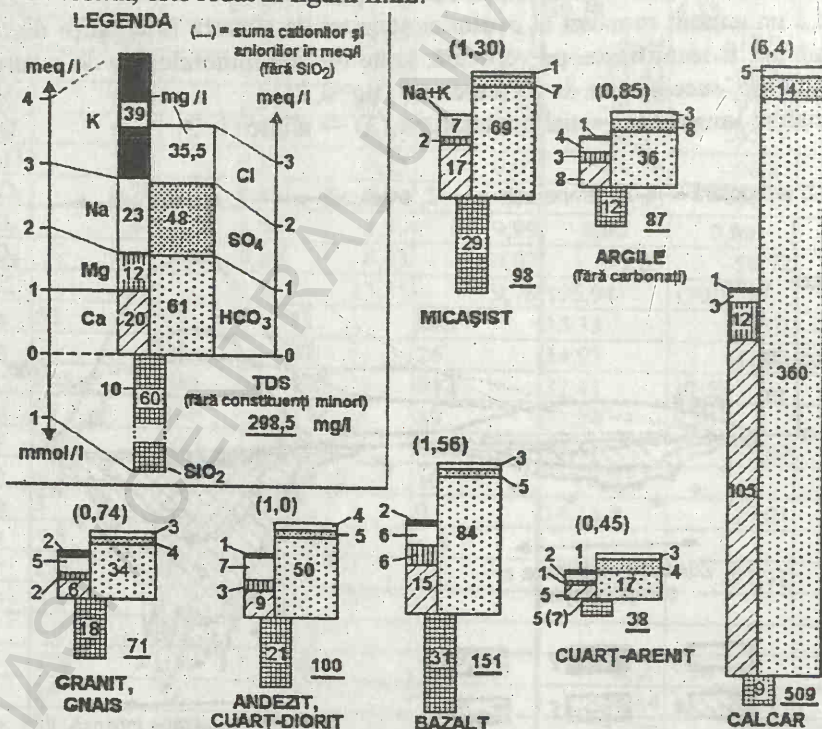


Fig. II.22. Cantitatea totală de substanță aflată în soluție pentru apele freatice în funcție de tipul petrografic de rocă din substrat, din regiuni cu climat temperat umed (din Einsele, 1992; după date din diverse surse).

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

Modificarea chimismului apei a fost sesizată la aproape toate apele curgătoare mari. De exemplu, pentru râul Main, modificarea chimismului apei de la izvoare și până la vărsarea în Rin este redată în figura II.23. Cel mai spectaculos exemplu îl reprezintă fluviul Amazon (fig. II.24). Dacă în zona de izvoare cantitatea totală de substanță dizolvată este de circa 130mg/l, în zona de vărsare aceasta scade la aproximativ 50mg/l, datorită diluției.

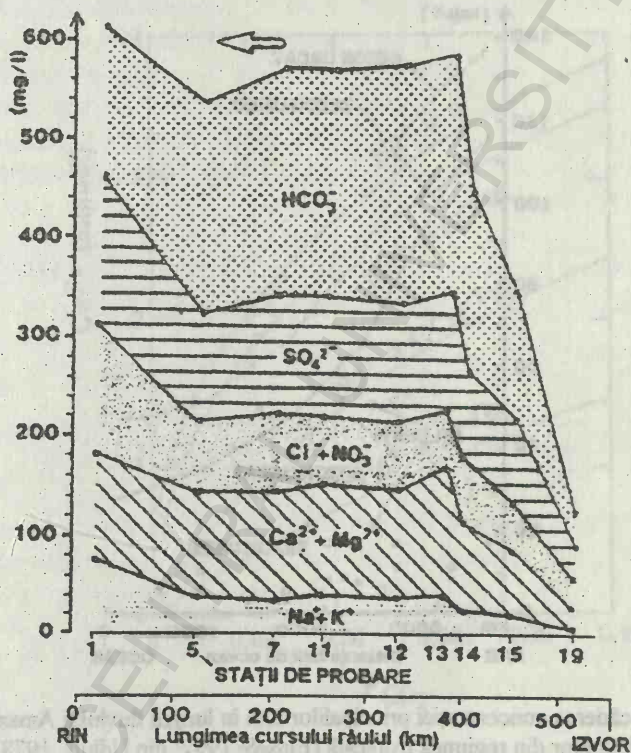


Fig. II.23. Modificarea concentrației principalelor ioni în lungul râului Main (Einsele 1992; din Udluft, 1978).

În 98% din apele de suprafață predomină Ca^{2+} și HCO_3^- . Sodiul predomină în doar 2% din apele curgătoare iar în acest caz, dintre anioni predomină fie Cl^- și SO_4^{2-} , fie HCO_3^- . Pentru majoritatea apelor curgătoare conținutul în HCO_3^- este de peste 50% iar cel de Cl^- și SO_4^{2-} este cuprins între 10 și 30% din cantitatea totală de anioni aflați în soluție. Pentru ultimii doi anioni, poluarea poate contribui uneori cu peste 30% din cantitatea totală.

Calciul și magneziul provin din alterarea rocilor preexiste în proporție mai

PROCESE DEPOZIȚIONALE

mare de 90%, din care doar 1,5% din evaporite. Demn de menționat este faptul că aproape 8,5% din cantitatea totală de calciu și magneziu din apele curgătoare este datorată poluării. Sursa calciului provenit din alterare este reprezentată în principal de rocile carbonatice (calcit, dolomit - cca. 65%), apoi silicații de Ca (în principal plagioclazul) și evaporitele (cca. 8%). Magneziul provine din silicații de Mg (olivine, piroxeni, amfiboli, biotit - cca. 54%), dolomite (cca. 33%) și evaporite.

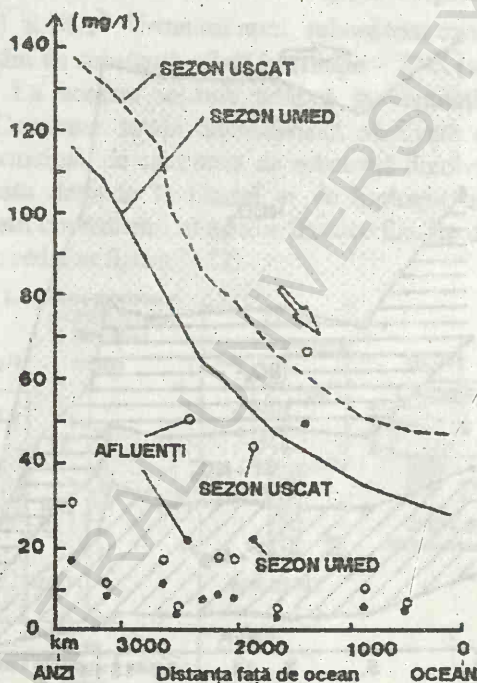
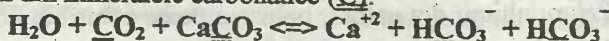


Fig. II.24. Scăderea concentrației principalilor ioni în lungul fluviului Amazon datorită afluenților din regiunea tropicală (Einsele 1992; din Udluft, 1978).

Concentrația în Ca a apelor naturale este afectată atât de presiunea CO_2 cât și de prezența altor ioni în soluție. Astfel, creșterea concentrației sodiului în soluțiile naturale (aflate la echilibru) determină scăderea concentrației calciului (fig. II.25).

Bicarbonatul provine aproape în totalitate din alterarea rocilor preexistente și numai 2% din poluare. Sursa principală de bicarbonat este reprezentată de CO_2 dizolvat în apă (care reacționează cu mineralele carbonatice și silicatiche - $\underline{\text{C}}$) și de carbonul din mineralele carbonatice ($\underline{\text{C}}$):



Sursa sodiului este reprezentată în primul rând de evaporite, apoi argile și

silicați (în principal plagioclazul). Sodiul datorat poluării atinge cel mai ridicat nivel dintre cationi. Circa 28% din sodiul dizolvat în apele curgătoare este datorat poluării.

Clorul provine în principal din alterarea evaporitelor și argilelor. În prezent, poluarea contribuie cu peste 30% din cantitatea totală de clor dizolvat în apele curgătoare (sarea de masă, clorinarea apei potabile, fertilizarea, sarea de drum, exploatarea zăcămintelor de hidrocarburi lichide etc.).

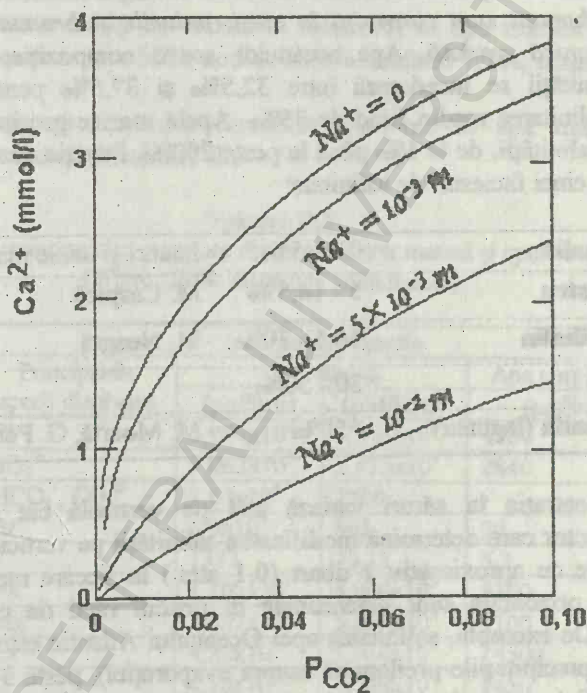


Fig. II.25. Concentrația ionului de Ca în funcție de concentrația ionului de Na, într-o soluție conținând în echilibru $CaCO_3$ și Na_2CO_3 , la 25°C și 1 atm (din Drever, 1988).

Sulfatul din apele curgătoare de astăzi este principalul constituent datorat poluării. Mai provine din alterarea rocilor preexistente (evaporitele, pirită), din activitatea vulcanică și în mai mică măsură din activitatea biotică.

Silicea și potasiul provin în principal din alterarea silicaților.

Pentru toți cationii și anionii menționați trebuie luată în considerare ca sursă mai mult sau mai puțin importantă și izvoarele minerale (de exemplu, clorul și sodiul transportate de râul Pecos provin aproape în totalitate din izvoare minerale

PROCESE DEPOZIȚIONALE

și predomină compoziția chimică a apei).

Substanța organică dizolvată este reprezentată în principal prin anionii organici (R-COO^-) ai acizilor humic și fulvic. Conținutul mediu în carbon organic dizolvat este de 5mg/l. Sursa principală este reprezentată de activitatea geobacteriană din soluri.

Aproape toată cantitatea de substanță dizolvată ajunge în bazinele marin - oceanice. Cantitatea de săruri dizolvate în apa marin - oceanică este exprimată prin **salinitate**. Aceasta exprimă *cantitatea totală de săruri dizolvate în 1000ml de apă, după ce carbonații sunt convertiți în oxizi, iodurile și bromurile în cloruri iar materia organică oxidată*. Apa oceanelor are o compoziție relativ uniformă. Variația salinității se încadrează între 32,5‰ și 37,5‰ pentru 95% din apa oceanelor, salinitatea medie fiind de 35‰. Apele marine prezintă o variație mult mai mare a salinității, de la 1‰ până la peste 200‰. Funcție de valoarea salinității se deosebesc cinci faciesuri de salinitate:

oligohalin	0,5 - 5‰	Lacuri și unele mări închise
salmastru	5 - 16,5‰	M. Caspică
brachihalin	16,5 - 30‰	M. Neagră
marin	30 - 50‰	
hipersalin (lagunar)	>50‰	M. Moartă, G. Persic

Concentrația în săruri variază atât pe verticală cât și pe orizontală. Principalul factor care determină modificarea salinității pe verticală este presiunea. Aceasta crește cu aproximativ 1 dbarr (0,1 atm.) la fiecare metru. Variațiile de salinitate pe orizontală sunt determinate în primul rând de climă (evaporație, precipitații). De exemplu, salinitatea apei Oceanului Atlantic este de 35‰ în zona Ecuatorului (precipitațiile predomină asupra evaporației), peste 37‰ la latitudinea de 20° N și S (evaporația este predominantă) și de numai 34‰ la latitudini mai mari (precipitații abundente, evaporație redusă). Variația pe orizontală a salinității este dependentă, în cazul mărilor semiînchise sau închise și de aportul de apă dulce. Astfel, salinitatea Mării Mediterane este mult mai ridicată decât cea a Mării Negre sau Baltice pentru care aportul de apă dulce este semnificativ. De asemenea, apa din partea centrală a golfului Botnic (între Suedia și Finlanda) este aproape dulce. Cel mai clasic exemplu de mare închisă, cu aport redus de apă dulce (ape curgătoare și precipitații) și cu evaporație intensă este Marea Moartă. Apa este extrem de sărată și stratificată. Până la adâncimea de 40m, salinitatea este de aproape 300‰ iar apa este bogată în special în sulfati și bicarbonați. Urmează o zonă de tranziție până la 100m adâncime și apoi stratul inferior de apă, practic

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

uniform, cu temperatură constantă (circa 22°C) și salinitatea este de circa 332‰. Conține H₂S iar concentrația în Mg, K, Cl și Br este foarte ridicată. Pe fundul mării precipită NaCl. Apa de pe fundul bazinului se numește „apă fosilizată” deoarece datorită salinității ridicate nu se amestecă cu apa de la suprafață.

Un alt factor care determină variația salinității este prezența sau absența zonelor de distensiune crustală. Astfel, prezența izvoarelor fierbinți (aport hidrotermal) din apropierea riftului poate determina creșterea salinității până la peste 150 ‰ (exemplu, Marea Roșie).

Din cantitatea totală de substanță dizolvată în apa mărilor și oceanelor, clorul reprezintă aproximativ 55%, sodiul 30,6%, sulfatul 7,7%, magneziul 3,7% și potasiul 1,1%.

Concentrația principalelor elemente dizolvate în apa marină și apele curgătoare este prezentată în tabelul II.2.

Tabelul II.2

Concentrația principalelor elemente dizolvate în apa marină și apele curgătoare
(White, 1999, după mai mulți autori).

Element	Principalele specii dizolvate	Concentrația medie		
		Apă marină		Ape curgătoare (μg/litru)
		(μg/litru)	(μM/litru)	
Cl	Cl ⁻	1,984x10 ⁷	5,596x10 ⁵	4700
S	SO ₄ ²⁻	9,063x10 ⁵	2,826x10 ⁴	2840
C	HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	2,64x10 ⁴	2200	-
Br	Br ⁻	6,9x10 ⁴	863	20
F	F ⁻	1333	70,13	5,3
Na	Na ⁺	1,105x10 ⁷	4,806x10 ⁵	5300
Mg	Mg ²⁺	1,322x10 ⁶	5,439x10 ⁴	3100
Ca	Ca ²⁺	4,22x10 ⁵	1,054x10 ⁴	14500
K	K ⁺	4,10x10 ⁵	1,046x10 ⁴	1450
Sr	Sr ²⁺	7930	90,5	60
Si	H ₄ SiO ₄ , H ₃ SiO ₄ ⁻	2800	100	5000

Metalele greu solubile sunt transportate, în general, în soluție coloidală. Particulele coloidale au dimensiuni cuprinse între 0,1 și 0,001 μm.. Coloizii naturali pot fi de dispersie și de asociație (micelari).

Coloizii de dispersie reprezintă hidrosoli metalici ai căror particule dispersate sunt reprezentate de grupe de atomi sau molecule care nu interacționează chimic cu mediul de dispersie (apa). Metalele nobile și unele sulfuri formează coloizi de dispersie. Coloizii de asociație sunt alcătuiți din particule macromoleculare cu sarcină electrică de suprafață mare. Neutralizarea sarcinii de suprafață, care

este negativă sau pozitivă în funcție de pH-ul soluției, se realizează prin adsorbție de cationi sau anioni (inclusiv radicali ai acizilor organici). În apele de suprafață, ușor acide și oxidante, SiO_2 , MnO_2 , coloizii argiloși și cei humici prezintă sarcină de suprafață negativă iar coloizii de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Cr}(\text{OH})_3$, $\text{Mg}(\text{OH})_2$ și $\text{Cu}(\text{OH})_2$ prezintă sarcină de suprafață pozitivă.

II.2.3. Precipitarea chimică

Separarea compuşilor anorganici din soluțiile naturale (electrolitice sau coloidale) conduce la formarea mineralelor autigene (formate în bazinul de sedimentare) care pot constitui edificii petrografice de natură chimică (calcare, dolomite, evaporite, fosforite etc.) sau faze minore dispersate și ciment în depozite de natură mecanică sau biogenă. Precipitarea mineralelor autigene sub formă de agregate cristaline sau geluri poate avea loc direct din apa lacurilor, mărilor și oceanelor sau din soluțiile interstițiale care circulă prin sedimentele acumulate. Precipitarea din soluții interstițiale constituie un *proces chimic postdepozițional*.

Precipitarea unui compus chimic dintr-o soluție electrolică se produce din momentul în care soluția devine suprasaturată în acel component. Atingerea pragului de suprasaturare se realizează fie datorită evaporării apei (solventului), fie datorită modificării conținutului în CO_2 .

Evaporarea apei va conduce la precipitarea sărurilor aflate în soluție în ordine inversă cu ordinea lor de solubilizare. Ordinea ideală de precipitare este următoarea:

apatit – calcit – gips – halit – carnalit+kainit – silvină – bischofit – săruri de Mg și K foarte solubile

Această succesiune de precipitare este realizată doar în cazuri izolate și numai dacă soluția apoasă nu conține și alți constituenți aflați în stare dizolvată. În majoritatea cazurilor, pragul de suprasaturare nu este atins pentru toți constituenții din soluție și din acest motiv în stivele litologice sunt frecvente asociații de doi sau trei constituenți cum sunt: fosforite-calcare, calcare-gips, gips-halit sau halit-săruri delicvescente (de K și Mg). De asemenea, concentrația în soluție a diversilor constituenți variază foarte mult. Unele soluții sunt bicarbonatate, altele sunt bogate în clor sau în sulfat. Na^+ este întotdeauna un cation major însă proporțiile relative de Ca^{2+} și Mg^{2+} variază foarte mult. În aproape toate apele naturale, calcitul este primul mineral care precipită. Dacă concentrația molară de Ca^{2+} și CO_3^{2-} este egală, precipitarea calcitului nu modifică concentrația relativă a celor doi ioni. În cazul în care concentrația CO_3^{2-} este diferită față de cea de Ca^{2+} , atunci cristalizarea calcitului va determina, după caz, creșterea concentrației relative de CO_3^{2-} și scăderea concentrației de Ca^{2+} sau invers. Acest proces va conduce în timp la apariția unei soluții mai bogată fie în CO_3^{2-} , fie în Ca^{2+} , din care va precipita fie

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

dolomitul ($pH > 9$) sau sepiolitul ($pH < 9$; $Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6H_2O$, mineral argilos 2T:1O), fie gipsul. Are loc astfel divizarea chimică a soluțiilor naturale, funcție de compoziția inițială (fig. II.26).

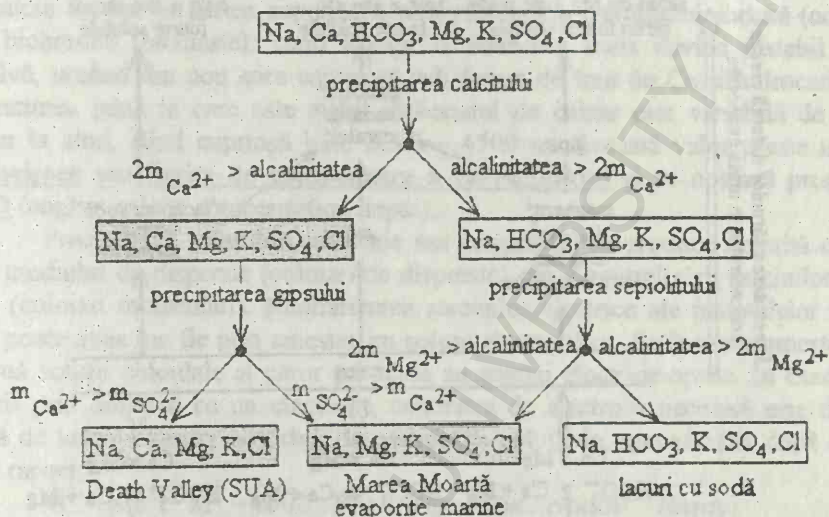


Fig. II.26. Divizarea chimică și direcții de evoluție ale soluțiilor naturale determinate de evaporare (din White, 1999, cu modificări).

În bazinele lacustre, succesiunea de precipitare a sărurilor este determinată de compoziția chimică a apelor de suprafață afluențe, care la rândul ei depinde de tipul de climă și de natura petrografică a bazinului hidrografic. În figura II.27 sunt redate principalele tipuri de asociații mineralogice (litologice) de săruri care se formează prin precipitare chimică în sistemele lacustre.

Scăderea conținutului în CO_2 al soluțiilor naturale poate determina precipitarea carbonaților. Astfel, în bazinele lacustre situate în zone temperate, presiunea parțială a CO_2 scade în anotimpul cald. Aceasta determină scăderea solubilității calcitului și precipitarea (fig. II.28). În anotimpul rece, solubilitatea calcitului este mai mare și precipitarea nu mai are loc. Sedimentele acumulate în timp sunt constituite dintr-o alternanță de lamine calcitice, deschise la culoare (vara) și lamine cu argile sau siltite argiloase (iarna), numite *vârve nonglaciare*. Situația se întâlnește și în bazinele lacustre din regiunile subecuatoriale unde, în anotimpul ploios scade concentrația soluțiilor datorită diluției.

În zonele litorale și neritice ale bazinelor marin-oceanice, precipitarea calcitului este determinată tot de scăderea conținutului de CO_2 din apă. În acest caz însă, această scădere este determinată cu precădere de consumarea acestui oxid în

PROCESE DEPOZIȚIONALE

procesul de fotosinteză de către fitoplancton. Pentru acest mecanism de precipitare se mai utilizează termenul precipitare chimică bioindusă¹.

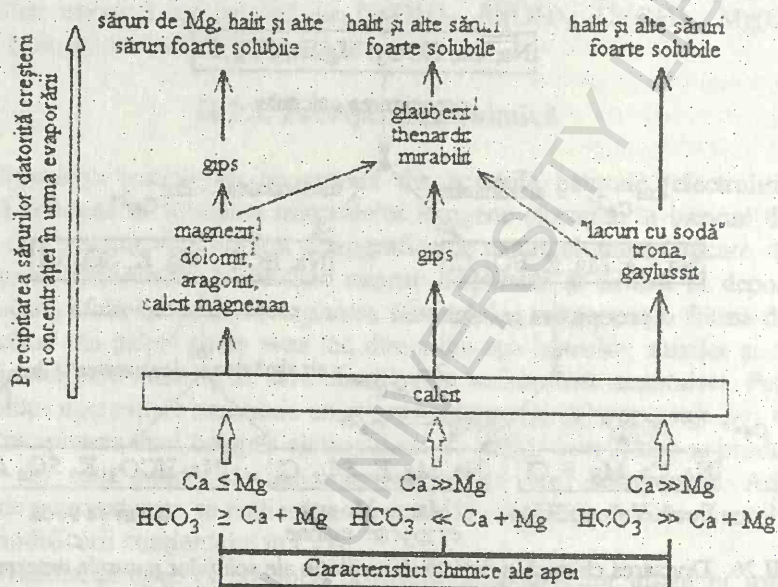


Fig. II.27. Schema simplificată a precipitării sărurilor în lacuri în funcție de compoziția apelor de suprafață care se revarsă în lac (White, 1999, cu modificări); ¹ - se pot forma și în timpul diagenzei.

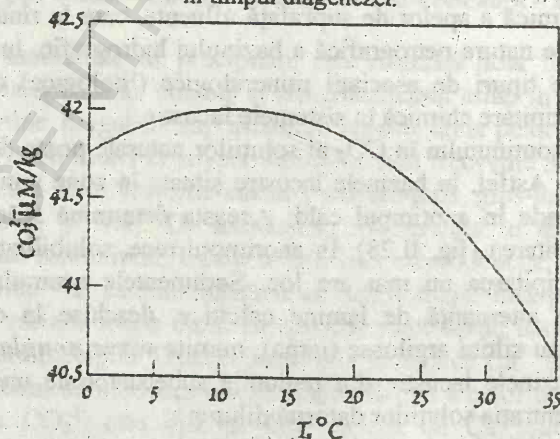


Fig. II.28. Modificarea concentrației ionului carbonat în funcție de temperatură (valori calculate), în ape marin-oceanice cu salinitate 36‰ și în echilibru cu calcitul (White, 1999).

¹ A nu se confunda cu precipitarea biochimică care este un proces biotic, nu chimic.

PROCESE DEPOZIȚIONALE CHIMICE

În zonele abisale și hadale ale bazinelor oceanice, presiunea parțială a CO_2 este mult mai mare decât în părțile superioare ale coloanei de apă și astfel solubilitatea carbonatului de calciu este mult mai mare. Din acest motiv, carbonatul de calciu format în partea superioară prin precipitare chimică bioindusă (cristale) sau bichimică (bioclaste), când ajunge la adâncimi mari devine instabil și se dizolvă, urcând din nou spre suprafață sub formă de ioni de Ca și hidrocarbonat. Adâncimea până la care este stabil carbonatul de calciu este variabilă de la un ocean la altul, fiind cuprinsă între 3500 – 4500 m. Această valoare este numită adâncimea sau limita de compensare a carbonatului și se notează prescurtat CCD (engl. = calcite compensation depth).

Precipitarea soluțiilor coloidale sau coagularea se produce datorită evaporării mediului de dispersie (coloizii de dispersie) sau a neutralizării sarcinilor electrice (coloizii moleculari). Neutralizarea sarcinilor electrice ale particulelor coloidale poate avea loc fie prin amestec cu soluții electrolitice, fie în urma amestecului a două soluții coloidale al căror particule au sarcini electrice opuse. În cazul floculării prin amestec cu un electrolit, cantitatea de electrolit necesară este dependentă de valența ionilor adsorbiți de particulele coloidale, aproximativ după următorul raport:

$$\text{M}^{3+} : \text{Me}^{2+} : \text{M}^+ = 1000 : 50 : 1 \text{ (regula lui Schultze - Hardy)}$$

Ionii OH^- și H^+ fac excepție de la această regulă, având un efect considerabil mai mare asupra coagulării.

În mediile naturale, precipitarea din soluțiile coloidale are loc în următoarele situații:

- trecerea din rețeaua hidrografică în bazinele marine (amestec cu soluții electrolitice);
- amestecul a două soluții coloidale (în bazine lacustre și în puncte de confluență);
- amestecul a două mase de apă cu temperaturi diferite (bazine lacustre);
- aport însemnat de material aflat în suspensie în mediul în care se găsește soluția coloidală (bazine lacustre, delte).

În prima situație pot precipita geluri de Al, Fe, Mn și Si iar în celelalte precipită doar geluri de Fe și Si. În urma precipitării se formează mase gelatinoase cu structură corpusculară sau fibroasă, puternic adsorbante (față de cationii din mediul de precipitare) și cu conținut ridicat de apă (adsorbită). Morfologia maselor geliforme este întotdeauna specifică: mamelonară, reniformă, stalactică etc.

Produsele sedimentare formate prin precipitare chimică prezintă câteva trăsături distinctive:

- compoziție mineralogică omogenă și specifică (oxizi, carbonați, sulfati, cloruri, borați, azotați);
- grade diferite de granulație, de la micro la macrocristalin (excepție

- lipsa, de cele mai multe ori totală, a resursilor de organisme

II.3. Procese depozitionale biotice

Prin procesele depozitionale biotice se înțeleg acele procese biotice care conduc la formarea de produse sedimentare. Organismele vegetale și animale au constituit de-a lungul timpului sursa de materie organică pentru formarea cărbunilor și hidrocarburilor. Părțile de natură minerală ale organismelor (bioclastele) reprezintă, după moartea lor, constituenți importanți în cadrul depozitelor sedimentare. Dacă participarea lor este de cel puțin 50% din volumul depozitului, acesta reprezintă un *depozit sedimentar biogen*. După modul în care acest material anorganic se acumulează în bazinele de sedimentare, depozitele biogene rezultate pot fi **bioconstruite** și **bioacumulate**. Depozitele bioconstruite sunt formate de către organismele coloniale în timpul vieții lor iar depozitele bioacumulate se formează prin simpla sedimentare (decanțare) a bioclastelor, după moartea organismelor.

Există trei procese depozitionale biotice cu implicații sedimentogenetice majore: biosecreția minerală, acrecția algală și peletizarea.

II.3.1. Biosecreția minerală

Reprezintă un proces metabolic, de natură biochimică, prin care organismele vegetale și animale secretă substanțe anorganice (minerale) care alcătuiesc scheletele suport sau învelișurile de protecție (cochilii, valve, camere, spiculi, taluri, schelete, oase, dinți etc.). Natura lor mineralogică poate fi carbonatică, silicioasă, fosfatică și mai rar feruginoasă și sulfatică. Dintre organismele vegetale, diverse grupe de alge, diatomeele și unele specii de iarbă au capacitatea de a secreta calcit (aragonit) sau opal. Majoritatea organismelor nevertebrate secretă carbonat de calciu sub formă de calcit, aragonit sau calcit magnezian. Radiolariii și spongierii secretă bioxid de siliciu sub formă de opal-A iar o clasă de protozoare numită Acantharia, secretă sulfat de stronțiu. Fosfatul de calciu este secretat de unele specii de brachiopode și crustacei. Unele moluște (*Polyplacophora sp.*, *Patella wigata*, *Nomaeopelta dalliana*) au dentiția alcătuită din magnetit și goethit, considerată a se fi format prin biosecreție (Anastasiu, 1988).

Raportul Ca:Mg din testurile carbonatice ale nevertebratelor este controlat de mecanismele de creștere, salinitate și temperatură. În funcție de poziția filogenetică (taxonomică) a organismelor, adsorbția ionilor de calciu de către acestea poate fi selectivă sau pot fi adsorbiți și ioni de magneziu și stronțiu. Aceasta

PROCESE DEPOZIȚIONALE BIOTICE

explică variația mare a conținutului în Ca, Mg și Sr din scheletele calcitice sau aragonitice ale corailor sau puritatea chimică a valvelor de moluște. Unele organisme își construiesc cochilia din aragonit sau calcit, funcție de faciesul de salinitate: în ape dulci secretă aragonit iar pe măsură ce crește salinitatea, secreția biochimică devine dominant calcitică. Pentru unele specii mari de lamelibranhiate s-a constatat că biosecreția devine aragonitică la creșterea temperaturii.

Biosecreția minerală specifică organismelor sesile și coloniale (corali, alge, briozoare) se mai numește bioconstrucție coralgală și conduce la formarea recifilor. Aceste organisme își construiesc schelete omogene și rigide care constituie armătura sau cadrul recifului. Această armătură se dezvoltă continuu pe verticală și conține numeroase spații libere (spațiile interscheletale) în care se adăpostesc diverse organisme asociate (echinoderme, foraminifere, gastropode etc.). Treptat, aceste spații sunt colmatate cu detritus carbonatic și bioclaste (de la organismele asociate). Detritusul carbonatic, de dimensiuni rudice, arenitice și siltice, rezultă în urma distrugerii parțiale a armăturii recifului de către valuri și organisme litofage.

Dezvoltarea normală a organismelor constructoare de recifi are loc în ape cu temperaturi medii de 21°C , cu salinitate apropiată de 35‰ și cu transparență ridicată și constantă (aportul de material terigen este extrem de scăzut). De asemenea, concentrația în CaCO_3 a apei să fie apropiată de pragul de saturare. Aceste condiții se întâlnesc în apele puțin adânci din spațiul cuprins între paralelele de 30° latitudine nordică și sudică. La latitudini mai mari de 30° , corali se dezvoltă doar în cazuri deosebite (apropierea de izvoare hidrotermale submarine, pantele submerse ale insulelor vulcanice). Activitatea coralgală este specifică zonelor litorale, sublitorale și insulare, formându-se diverse tipuri de recifi: litorali, barieră, conici etc. (fig. II.29).

Vertebratele secretă hidroxilapatitul care constituie principalul compus mineral al oaselor și dinților.

II.3.2. Acreția algală și cimentarea biotică (încrustația)

Algele albastre (Cyanophyceae) secretă un mucilagiu organic care joacă rol de capcană pentru pentru clastele carbonatice (și în mai mică măsură necarbonatice) de dimensiuni micronice, din imediata lor vecinătate. Cristalele de calci (aragonit) și detritusul mineral fin (silito-pelitic) sunt înglobate (acreționate) în masa algală. Sedimentele algale astfel formate se numesc *stromatolite* și prezintă structură laminitică. Laminația apare ca rezultat al fluctuațiilor periodice ale ratei de sedimentare și ale temperaturii și salinității apei. Activitatea de fotosinteză a algelor determină și precipitarea chimică bioindusă a calcitului sub formă de cruste (încrustații) la suprafața depozitului acreționat sau ca ciment al acestuia.

PROCESE DEPOZIȚIONALE

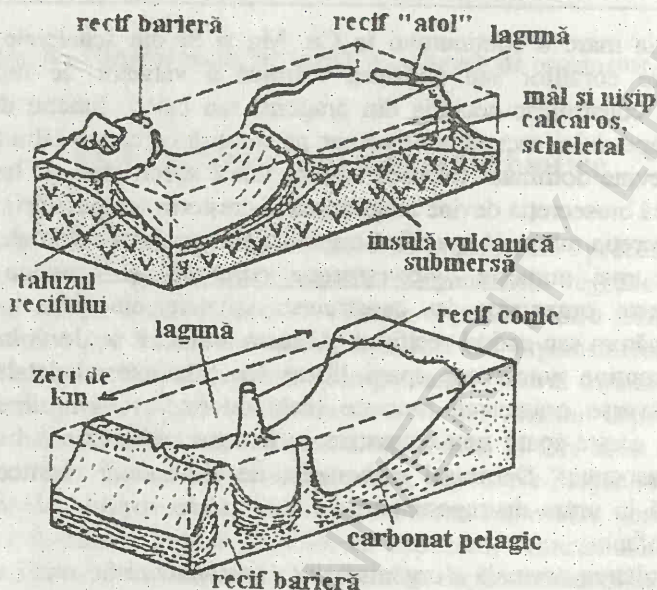


Fig. II.29. Diverse tipuri de recifi (Einsele, 1992, cu modificări)

Tot prin acreție algală se formează *pseudostromatolitele* și *oncolitele*. Pseudostromatolitele sunt de natură silicioasă și sunt construite de alge și bacteriile silicioase care trăiesc în apa izvoarelor fierbinți. În cazul oncolitelor și rodolitelor, agreția are loc în jurul unui sau a mai mulți nuclei (fragment de bioclast, grănoclaste de cuarț, calcit, clorit etc.). Laminația este concentrică sau neregulată. Se mai numesc *stromatolite sferoidale*.

II.3.3. Peletizarea

Peletele fecale reprezintă produse de excreție ale unor organisme bentonice și limnivoare. Se acumulează sub forma unor aglomerări măloase sferice și elipsoidale, de dimensiuni submilimetrice până la milimetrice, la suprafața sedimentelor lutite. Concentrarea și conservarea lor este posibilă în medii subacvatice lipsite de curenți și valuri, cu o rată de sedimentare scăzută și prin îngropare în sedimente fine. În timpul diagenzei are loc calcitizarea lor. Uneori concentrarea lor poate avea loc prin transport intrabazinal însă în acest caz nivelul litologic din substrat nu conține structuri de bioturbare (proces postdepozitional prin care organismele prelucurează și modifică masa sedimentelor folosite ca substrat).

III. SISTEME DEPOZIȚIONALE

III.1. Domeniul continental

III.1.1. Sistemul fluvial

În ultimele decade, sedimentele fluviale au constituit obiect de studiu pentru mulți geologi și sedimentologi din motive mai mult economice decât științifice datorită rezervelor de apă subterană și hidrocarburi pe care le pot conține. Apele curgătoare se manifestă în cursul superior ca un agent de eroziune și transport și în mai mică măsură mediu de acumulare. Pe parcurs, spre punctul de confluență, capacitatea de eroziune scade, cea de transport suferă modificări în principal calitative (crește cantitatea de material transportat în suspensie) iar acumularea sedimentelor devine semnificativă. Procesele depozitionale sunt în principal mecanice iar produsele acumulate sunt preponderent detritice - **aluviunile**. Sedimentele chimice lipsesc iar cele biogene au un aport redus, fiind reprezentate prin material vegetal și bioclaste.

Sistemele fluviale, în funcție de gradul de sinuozitate al apei curgătoare, pot fi (Einsele, 1992):

- drepte;
- meandrate;
- anastomozate.

Aluviunile din zona canalului de scurgere sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri cu resturi vegetale și bioclaste de vertebrale. Spre centrul canalului se trece la secvențe mai fine, bine sortate și cu laminăție paralelă. Aluviunile din albia majoră (grinduri și câmpii aluviale) sunt reprezentate prin nisipuri, siltite și argile, uneori cu carbonați. În grinduri, nisipurile (mai grosiere) alternează cu siltitele și argilele. În câmpiile aluviale acumularea sedimentelor are loc doar în perioade inundațiilor. Ele constau în principal din sedimente fine: siltite, măluri și mai rar nisipuri fine. Grosimea depozitelor acumulate în timpul unei inundații este de câțiva milimetri sau, local, câțiva centimetri. Conurile aluviale sunt constituite din curgeri de blocuri (vârful conului), pietrișuri și nisipuri slab sortate, cu structură imbricate și secțiune lenticulară (partea superioară a conului), curgeri fluide în

SISTEME DEPOZIȚIONALE

pânze torențiale lenticulare de nisipuri și pietrișuri bine sortate, masive sau cu laminație oblică (baza conului, sun punctul de intersecție cu canalul principal) și pietrișuri lobate, moderat sortate și ușor imbricate, colmatate ulterior cu sedimente mai fine (Anastasiu, 1988).

Dintre depozitele fluviatile vechi, cele mai caracteristice sunt gresiile roșii paleozoice din Europa (Old Red Sandstone, Permian, nordul Europei; New Red Sandstone, Permo-Triassic, Scoția; gresiile roșii, Permian, Munții Apuseni etc.). Depozitele acumulate în regiuni aride sau semiaride sunt cenușii sau brune. Ulterior, hidroxizii de Fe din aceste depozite se transformă, prin deshidratare, într-o pulbere fină de hematit care reprezintă pigmentul roșu al acestor depozite. Din acest motiv, în interiorul blocurilor masive de gresii, culoarea cenușie sau brună se mai poate păstra. Un exemplu în acest sens îl reprezintă gresiile roșii permieniene din pânza de Gârda (Munții Apuseni). Alteori, pigmentul hematitic se formează în timpul diagenzei, prin descompunerea în condiții oxidante a silicaților instabili cum sunt biotitul, hornblenda, piroxenii. În acest caz pigmentul hematitic este distribuit uniform în toată masa rocii.

III.1.2. Sistemul lacustru

Marea diversitate a bazinelor lacustre și a încărcăturii sedimentare nu permite o generalizare a proceselor și produselor într-o schemă simplă. Formarea depozitelor lacustre este influențată de aportul terigen și natura ariei sursă, adâncimea lacului, precipitații, temperatură, activitatea biotică și regimul hidrodinamic al apei. Cele mai multe depozite lacustre prezintă stratificație (laminație) orizontală bună și modificări frecvente a litologiei și culorii pe verticală. Calcare de apă dulce, strate subțiri dolomitice, argile bituminoase, oxihidroxizi de Fe sau concrețiuni sideritice și evaporite (cel mai adesea altele decât cele marine) constituie secvențe litologice lacustre obișnuite. Resturile fosile aparțin, în mod obișnuit, unui număr redus de specii și frecvent sunt limitate la câteva strate. pH-ul apei variază între 4 și 10 iar Eh-ul este ușor pozitiv și cu variații uneori semnificative pe verticală. După conținutul în săruri dizolvate (TDS), lacurile sunt:

- dulci TDS < 1g/l
- brachihaline 1g/l < TDS < 5g/l
- sărate TDS > 5g/l
- hipersaline („brines”) TDS > 150-200g/l

Lipsa aproape totală a curenților determină stratificarea sezonieră sau permanentă a apei. Aceasta are loc în funcție de temperatură (*lacuri oligomictice*) sau de salinitate (*lacuri meromictice*). În ambele cazuri, apa din adâncime (*hipolimnion*) poate fi stagnantă și lipsită de O₂ și substanțe nutritive, ceea ce va

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

permite acumularea și conservarea substanței organice produsă în stratul de apă de la suprafață (*epilimnion*). Dacă aceste condiții persistă timp îndelungat, se acumulează mături bogate în substanță organică numite *saproel*.

În regiunile cu climă temperată, apa de la suprafața lacului este, în timpul verii, mai caldă și mai puțin densă decât apa din adâncime. Dacă alimentarea (din râuri) și scurgerea sunt reduse, se produce stratificarea termică. În timpul iernii, apa de suprafață se răcește, densitatea devine aceeași cu cea a apei de adâncime și stratificarea dispare. Acest proces se poate manifesta o dată sau de două ori pe an, lacurile fiind, din acest punct de vedere, *monomictice*, respectiv *dinmictice*. Sedimentarea se caracterizează prin acumularea *varvelor nonglaciare anuale*, cu grosimi de la câteva zecimi de milimetru până la câțiva milimetri.

Sistemele lacustre, în funcție de relația cu rețeaua hidrografică, pot fi deschise sau închise.

❖ În sistemele lacustre deschise din regiunile cu climat temperat și umed se pot acumula 4 tipuri principale de sedimente (Dean, 1981):

- sedimente detritice, în principal siliciclastice dar și carbonatice (remobilizate);
- sedimente carbonatice de precipitație biochimică, chimică bioindusă și chimică;
- sedimente silicioase;
- mături și argile cu substanță organică.

Sedimentele detritice (silt, nisip, pietriș) sunt caracteristice, în principal, lacurilor proglaciare și celor din zonele montane. Sedimentele biogene sau chimice sunt subordonate cantitativ deoarece fie au o rată de formare foarte scăzută, fie sunt puternic „diluata” datorită unui aport masiv de material clastic.

Acumularea sedimentelor biogene carbonatice și silicioase este puternic influențată de chimismul apei și de aportul de substanțe nutritive (fosfor, nitrați, silice). Aceste sedimente se găsesc frecvent împreună însă în proporții variabile.

În lacurile bogate în Ca (lacuri cu apă dură), bioclastele calcaroase au o participare semnificativă în cadrul sedimentelor din zona litorală a acestor lacuri chiar și în cazul unui aport semnificativ de material terigen. În același timp, algele extrag CO_2 din apă (pentru fotosinteză) și determină precipitarea CaCO_3 sub formă de cruste sau noduli (*precipitare chimică bioindusă*).

CaCO_3 precipită (chimic) în timpul sezonului cald sub formă de cristale micritice de calcit, formând un nivel subțire, deschis la culoare. În perioada rece sau cu precipitații abundente, se acumulează material argilos și resturi organice. Această alternanță fină, de nivele calcitice mai deschise la culoare și nivele argiloase bogate în substanță organică constituie *varvele nonglaciare anuale*.

În sistemele lacustre deschise, variația aportului de material terigen și a conținutului în O_2 al apei de adâncime (hipolimnion) determină acumularea unor

SISTEME DEPOZIȚIONALE

sedimente caracteristice, cunoscute sub numele de *seekreide*, *gyttja* și *sapropel*. Seekreidele reprezintă sedimente fine, terigene și carbonatice, de compoziție variabilă, de la siltite marnoase (bioturbate), argile siltice, argile și marne până la mълuri carbonatice deschise la culoare. Gytja constituie și puternic bioturbate iar sapropelul reprezintă tot mълuri bogate în detritus organic însă sunt fin laminate și nu prezintă bioturbații.

În lacurile sărace în Ca dar cu conținut ridicat în substanțe nutritive și silice dizolvată, se acumulează sedimente fine (argile, silturi) bogate în bioclaste silicioase (în principal frustule de diatomee) sau chiar *ooze silicioase* (mълuri cu diatomee). Acest tip de sedimentare este mai frecvent în lacurile din regiunile cu climă rece (exemplu, lacul Baikal) sau în unele lacuri alcaline, bogate în silical de sodiu (lacul Magadi). În lacurile din regiunile cu climă subpolară se mai pot acumula oxihidroxizi de Fe și Mn.

❖ *Sistemele lacustre închise* din regiunile cu climat arid sau semiarid se caracterizează printr-un conținut ridicat în săruri dizolvate. Sedimentele acumulate sunt în principal chimice (depozite de săruri) iar compoziția lor depinde de aportul și chimismul apelor curgătoare și de cantitatea de precipitații. În *lacurile carbonatice* (alimentate de ape curgătoare – HCO_3^- și Ca^{2+}), prin evaporatie progresivă are loc precipitarea carbonaților de Ca și Mg și ulterior gipsul. În etapele inițiale ale evoluției lacului, în zona litorală se acumulează depozite carbonatice (carbonat chimic bioindus – calcit și carbonat biogen – bioclaste) ce pot alterna cu nisipuri fluviatile, nisipuri de plajă sau conuri aluviale. În *lacurile sulfatice* (SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+), precipitarea începe cu calcit, apoi gips și sulfati de sodiu (thenardit, mirabilit, glauberit). În final se pot acumula sare gemă și sulfati de K și Mg. Depozitele de săruri acumulate în *lacurile cu sodă* (HCO_3^- , Na^+) sunt constituite din carbonați hidratați de sodiu (trona, natron). Ulterior se pot acumula sare gemă și alte săruri puternic solubile.

În lacurile situate în regiuni cu activitate vulcanică se pot acumula borați (borax, colemanit, ulexit etc.).

În unele lacuri, precipitarea calcitului și gipsului conduce la creșterea raportului Mg/Ca, care în conjuncție cu un pH ridicat (circa 9), favorizează precipitarea carbonaților bogați în Mg cum este calcitul magnezian sau, în cazuri extreme, proto-dolomitul și hidromagnezitul.

În evoluția unui sistem lacustru închis (fig. III.1), sedimentarea se caracterizează prin trecerea de la un facies nonsalin la unul hipersalin, când precipită sărurile cele mai solubile.

În lacurile de tip *playa* (lacuri efemere din zone deșertice), care sunt uscate în perioadele lipsite de precipitații, se acumulează nivele subțiri de săruri (în zona centrală) ce alternează cu material clastic (nisip eolian și mълuri, în mod obișnuit în zonele marginale). În plus, apa subterană urcă prin capilaritate iar în partea superi-

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

oară a straturilor de nisip și măr precipită sare gemă, gips și sulfat de sodiu, formând noduli și cruste. Mecanismul este cunoscut sub numele de *pompă evaporitică*.

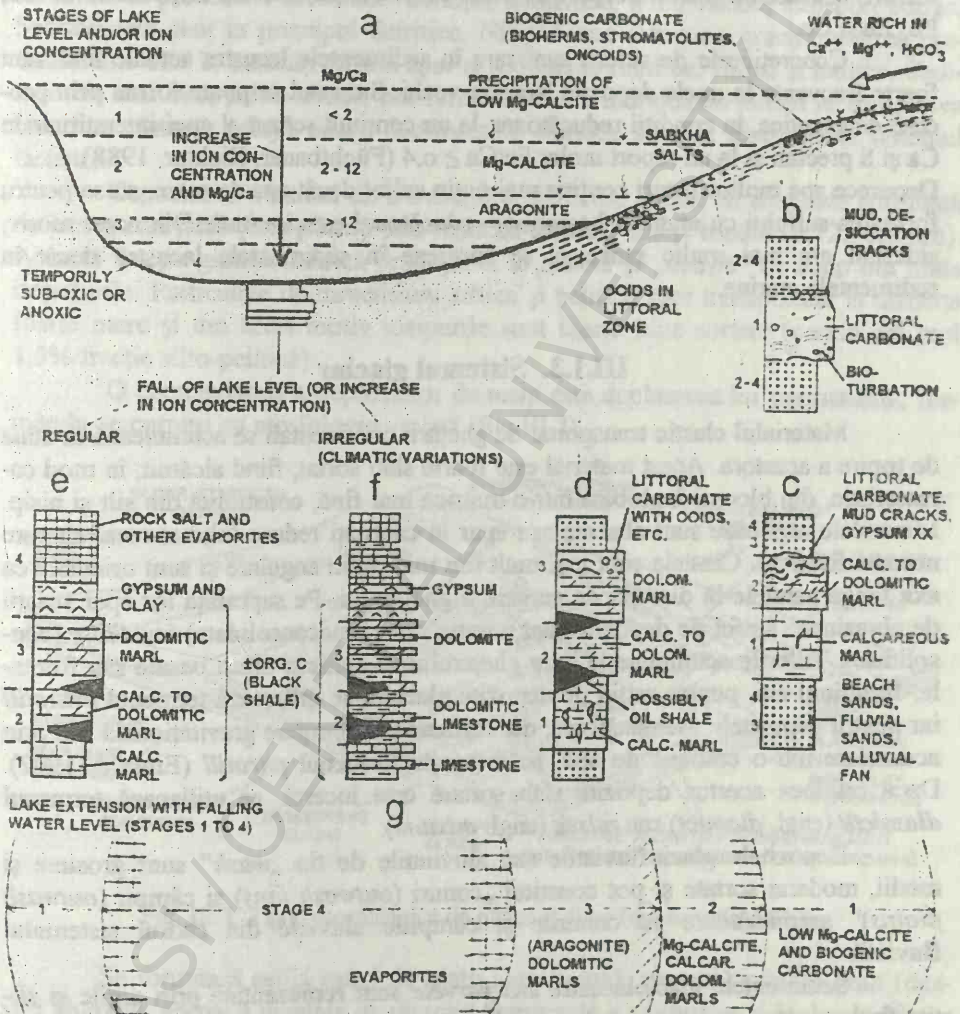


Fig. III. 1. Modificarea compozițională a depozitelor lacustre funcție de stadiul de evoluție al lacului (compilație după diverși autori, din Einsele, 1992).

În unele sisteme lacustre închise, după precipitarea halitului și/sau a celorlalte săruri puternic solubile, soluțiile reziduale pot deveni relativ bogate în elemen-

SISTEME DEPOZIȚIONALE

te minore (Li, U, P, F, Br etc.), prezentând uneori interes economic. De asemenea, soluțiile alcaline se pot concentra în metale grele care pot precipita sub formă de sulfuri, constituind uneori corpuri de minereu ce conțin cantități importante de Cu, Pb, Zn și Co.

Concrețiunile de siderit sunt rare în sedimentele lacustre actuale însă sunt foarte frecvente în unele depozite lacustre vechi. Sideritul se poate forma prin procese diagenetice, în condiții reducătoare, la un conținut scăzut al apei interstițiale în Ca și S precum și la un raport molar Fe/Ca $\geq 0,4$ (Füchtbauer, Richter, 1988). Deoarece apa multor lacuri conține mai puțin sulfat decât apa de mare, sursa pentru formarea sulfului cu ajutorul bacteriilor reducătoare este limitată. Din acest motiv, sideritul are mai multe șanse să se formeze în sedimentele lacustre decât în sedimentele marine.

III.1.3. Sistemul glaciari

Materialul clastic transportat de ghețarii continentali se acumulează în zona de topire a acestora. Acest material este foarte slab sortat, fiind alcătuit, în mod caracteristic, din blocuri înglobate într-o matrice mai fină, constituită din silt și nisip. Mineralele argiloase sunt absente sau apar în cantități reduse (climat rece, alterare nesemnificativă). Clastele sunt mai mult sau mai puțin angulare și sunt orientate cu axa lungă paralele la direcția de curgere a ghețarului. Pe suprafața lor apar striatii de abraziune. Astfel de depozite sunt numite *tilluri* (neconsolidate) sau *tillite* (consolidate). Tillurile acumulate la baza ghețarului se numesc tilluri bazale sau frontale. În ultimii ani, pentru astfel de depozite glaciare se utilizează termenul *orthotill* iar pentru depozitele asemănătoare, dar formate prin curgere gravitațională sau prin acumulare într-o coloană de apă, se folosește termenul *paratill* (Einsele, 1992). Dacă originea acestor depozite slab sortate este incertă, se utilizează termenul *diamictit* (engl. *diamict*) sau *mixtit* (engl. *mixtum*).

Depozitele glaciofluviale sau aluviunile de tip „wash” sunt grosiere și medii, moderat sortate și pot constitui „conuri (*outwash fans*) și câmpii (*outwash plains*)” asemănătoare cu conurile și câmpiile aluviale din cadrul sistemului fluvial.

Sedimentele glaciolacustre sau *varvele* sunt reprezentate prin argile și silte fin laminate care pot trece, în zona distală a lacului, în *ritmite*.

Depozitele glaciomarine sunt reprezentate prin diamictite masive sau stratificate care, local, pot fi afectate de curenți și valuri sau pot fi redepozitate sub formă de curgeri gravitaționale. Secvențele sedimentare glaciomarine sunt afectate de deplasarea liniei de coastă pe distanțe mari. Din acest motiv, acestea pot alterna cu depozite glaciare, glaciolacustre și marine.

III.1.4. Sistemul deșertic

Formarea și acumularea sedimentelor în cadrul acestui sistem sunt rezultatul direct al proceselor mecanice: deflație, abraziune, termoclastie, transport eolian. Sedimentele sunt în principal detritice. Nisipul este categoria granulometrică predominantă însă în cantități reduse apar și sedimente ruditece, siltice și lutitice. Sedimentele mai fine, pelito-siltice, pot forma depozite individuale numai în apropierea lacurilor efemere (playa lake). Sedimentele chimice au fost discutate la sistemul lacustru.

Capacitatea vântului de a transporta particule solide cu densitate apropiată de cea a cuarțului ($2,65\text{g/cm}^3$) este limitată la nisip fin și mediu ($0,125\text{--}0,5\text{mm}$). Această fracție granulometrică predomină în dunele și „mările” de nisip din toate deșerturile. Particulele de dimensiuni siltice și pelitice sunt transportate la distanță foarte mare și din acest motiv nisipurile sunt foarte bine sortate (conțin cel mult 1,5% fracție silto-pelitică).

O caracteristică a depozitelor de nisip este deplasarea lor permanentă, formându-se corpuri cu morfologie variată (fig. III.2).

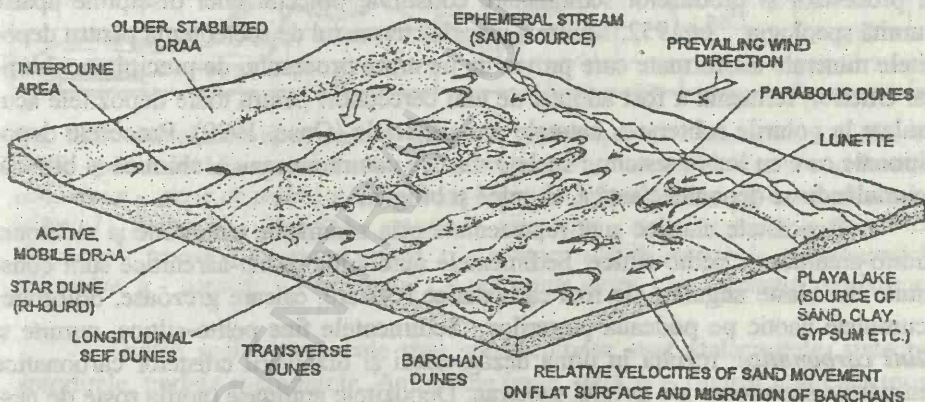


Fig. III.2. Tipuri morfologice de pânze și dune (din Einsele, 1992).

Se formează astfel mări de nisip (*sand seas*), acumulări de tip *draa* (dealuri alungite, aproape paralele cu direcția dominantă a vânturilor și înalte de câteva zeci de metri) și *dune* (parabolice, în stea, longitudinale, transversale, barchane).

Claștele arenitice se caracterizează prin sfericitate mare și efecte superficiale vizibile: cratere de impact, creste meandrate și cavități în „V”. În cazul depozitelor vechi, efectele superficiale dispar datorită supracreșterii diagenetice. Din punct de vedere mineralogic, nisipul de dună conține în principal cuarț. Subordonat canti-

tativ mai apar feldspați, carbonați, gips, mice și minerale argiloase. Unele nisipuri pot conține până la 5% minerale grele. Culoarea galben – roșie este datorată peliculelor de oxihidroxizi de Fe din jurul granoclastelor de cuarț. Culoarea roșie este caracteristică depozitelor mai vechi.

În apropierea lacurilor de tip playa se pot forma dune de argilă (*clay dune* sau *lunette*).

Depozitele de pietriș și bolovăniș sunt mai reduse cantitativ. Formează *pavaje de deflație* și *conuri de dejecție*. Pavajele de deflație sunt constituite din claste angulare și cu fețele lustruite sau lăcuite. Aceste depozite se formează în urma îndepărtării fracțiunii mai fine, arenito-siltică, prin deflație. Conurile de dejecție apar la baza hamadelor (zone înalte în care aflorează formațiuni geologice vechi, reprezintă aria sursă pentru nisip).

III.1.5. Sistemul speleic

Constituie un sistem depozițional cu trăsături deosebit de specifice care a constituit obiectul unor intense cercetări de-a lungul timpului. Studiul peșterilor și al proceselor și produselor sedimentare constituie obiectul unei discipline aparte numită *speologia*¹. În 1952, Moore a introdus termenul de *speleotemă* pentru depozitele minerale neoformate care provin de pe urma procesului de precipitare chimică. Ulterior, termenul a fost adoptat de unii cercetători pentru toate depozitele acumulate în golurile subterane, naturale sau artificiale (Onac, 1999). Procesele depoziționale care au loc în sistemul speleic sunt de natură mecanică, chimică și biotică, acumulându-se depozite clastice, chimice și biogene.

Depozitele clastice sunt reprezentate prin sedimente autohtone și alohtone, rudito-arenitice și pelito-siltice. Sedimentele autohtone rudito-arenitice sunt constituite din claste angulare de roci carbonatice (calcare, calcare grezoase, dolomite) acumulate haotic pe podeaua peșterilor. Sedimentele fine pelito-siltice, numite și *făini carbonatice*, rezultă în urma dezagregării și dizolvării crustelor carbonatice din părțile superioare ale golului subteran. Depozitele argiloase (argila roșie de peșteră).

Depozitele clastice alohtone sunt reprezentate sedimente siliciclastice aparținând tuturor fracțiunilor granulometrice, de la bolovănișuri la argile. Materialul este deosebit de heterogen atât sub aspect mineralogic și petrografic cât și din punct de vedere al gradului de sortare.

Depozitele chimice sau speleotemele s.s. pot fi carbonatice, sulfatice, fosfatice, manganoase, feruginoase și aluminoase. Speleotemele pot fi de picurare

¹ Dacă obiectul de studiu îl reprezintă doar peșterile din formațiunile carbonatice, disciplina se numește carstologie.

(stalactite, stalacmite, coloane, perle, conulite), de scurgere (clustere, planșee, cruste, discuri etc.) și de bazin (perle, coralie, trotuare) (fig. III.3).

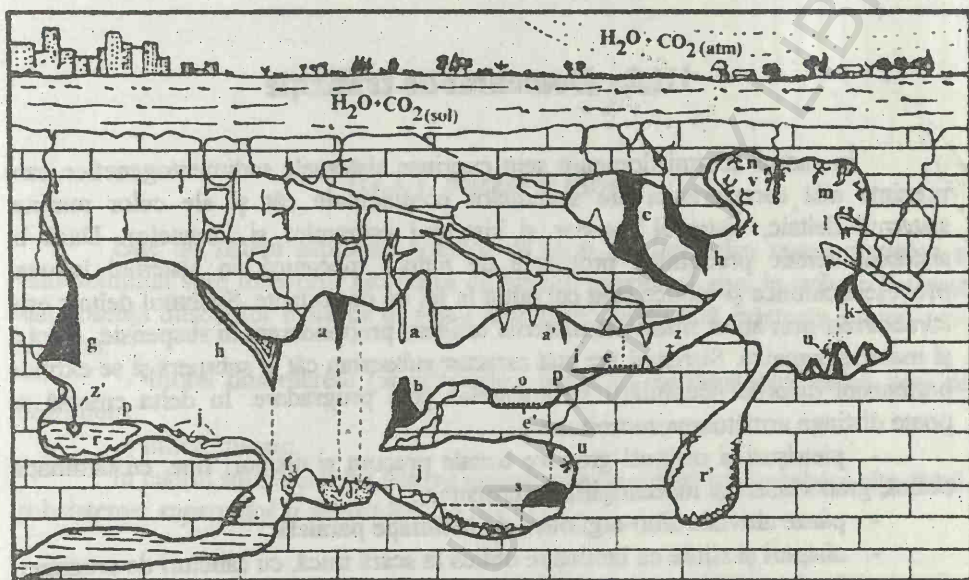


Fig. III.3. Principalele tipuri de speleoteme din mediul speleal (Onac, 1999; din Hill, Forti, 1997, cu modificări); a - stalactite; a' - anemolite; b - stalagmite; c - coloane; d - conulite; e - perle de podea; e' - perle de bazin; f - clusterite; g - scurgeri parietale; h - vâluri; i - planșee; j - gururi; k - cruste; l - discuri; m - antodite; n - helictite; o - calcit flotant; p - trotuare; r - monocristale; r' - monocristale hidrotermale; s - montmilch; t - odontolite; u - coralite; v - heligmit; z - stalagmite sfeșnic; z' - stalactite cu plutitor.

Dintre speleoteme, cele mai spectaculoase sunt stalacmitele, stalactitele, antoditele, perlele și coralitele. Antoditele (grec. *anthos* = floare) sunt caracteristice mineralelor care se dezvoltă sub formă de cristale alungite, asociate în lame, șuvițe sau mase compacte, cum este gipsul (Onac, 1999). Perlele sunt speleoteme mai mult sau mai puțin rotunjite, cu structură internă concentrică și uneori cu nucleu central. Coralitele se prezintă sub forma unor brăduleți de calcit (se aseamănă ca morfologie cu corali și de aici și denumirea).

Depozitele biogene sunt reprezentate în principal prin acumulările de chiropterit, formate din excremente și resturi scheletice și organice de lilieci. De asemenea, în unele peșteri se întâlnesc resturi scheletice ale unor animale cum sunt *Ursus spelaeus*, *Crocota spelaea*, *Hyaena spelaea* etc. (Onac, 1999). Prin cimentarea predominant calcitică a acestor resturi scheletice s-au format brechiile de

oase.

La noi în țară, depozite de chiropterit se găsesc în peșterile Cioclovina, Meziad, Stacoș și altele.

III.2. Domeniul de tranziție

În cadrul acestui domeniu sunt cuprinse sistemele sedimentogenetice care prezintă atât caracteristici ale sistemelor continentale cât și ale celor marine: sistemul deltaic, sistemul lagunar și sistemul estuarelor și limanelor. Dacă în sistemul deltaic predomină procesele de natură mecanică, în sistemul lagunar procesele chimice și biotice sunt cel puțin la fel de importante. Sistemul deltaic este caracterizat prin aport masiv de material terigen, preponderent în suspensie, coloizi și materie organică. Sistemul are atât caracter subaerian cât și submers și se extinde permanent datorită acumulării sedimentelor prin progradare. În delta emersă se poate distinge următoarea succesiune:

- pietrișuri și nisipuri grosiere bazale precum și nisipuri fine, cu laminație oblică, granoclasare și mecanogliffe de eroziune;
- pânze aluviale silto-argiloase, cu laminație paralelă;
- nisipuri și siltite cu laminație oblică la scară mică, cu caneluri de eroziune și resturi de plante (Anastasiu, 1988).

În delta submersă se acumulează nisipuri fine, bine sortate și geluri de oxihidroxizi de fier și silice.

Sedimentarea în cadrul sistemului lagunar depinde de prezența sau absența mareelor. În zonele afectate de maree, sedimentarea prezintă caracteristici asemănătoare subsistemului supratidal din cadrul sistemului litoral. Dacă laguna este colector al rețelei hidrografice, condițiile de sedimentare sunt asemănătoare cu cele din cadrul sistemului lacustru. Natura sedimentelor acumulate în sistemul lagunar poate fi mecanică, chimică și biotică, predominarea unui tip sau altul depinzând de relația spațiului lagunar cu aria continentală și marină, și de tipul de climă. Sedimentele clastice sunt reprezentate prin pietrișuri și nisipuri în zona marginală și argile, siltite argiloase și siltite cu cantități variabile de substanță organică (saproel) în zona centrală a lagunei. Sedimentele chimice sunt reprezentate prin carbonați și depozite de săruri. Sedimentele biotice sunt reprezentate prin nisipuri și mături scheletale și acumulări de pelete cu structuri de bioturbăție (acumulare in situ).

Procesele sedimentare din sistemul estuarelor și limanelor depinde de aportul de apă dulce și sunt asemănătoare fie celor din sistemul deltaic, fie celor din sistemul lagunar. Depozitele acumulate sunt reduse cantitativ și sunt reprezentate

prin depozite detritice fine, depozite de săruri și sapropel, funcție de sensul de evoluție al sistemului (spre cel deltaic sau spre cel lagunar).

III.3. Domeniul marin

III.3.1. Sistemul litoral

Este un sistem suprapus zonelor de țărm ale bazinelor marin-oceanice și este delimitat spre interiorul bazinului de nivelul maxim al apei la reflux. Prezența sau absența mișcărilor mareice de mare amplitudine² determină existența a două subsisteme:

- litoral non-mareic (amplitudinea mareelor nu depășește câțiva zeci de centimetri;
- litoral mareic.

În cadrul subsistemului litoral mareic sau peritidal se deosebesc alte două subsisteme: *supratidal* și *intratidal* (fig. III.4).

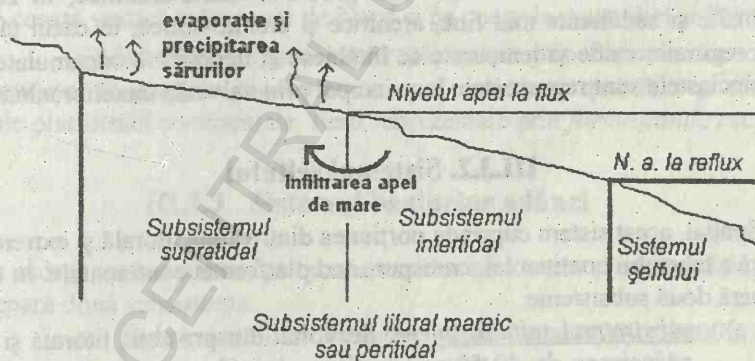


Fig. III.4. Limitele subsistemului litoral mareic.

În sectorul supratidal se acumulează sedimente siliciclastice. Sunt reprezentate prin pietrișuri, nisipuri oligomictice (cuartoase) sau polimictice (constituite din claste de diverse specii minerale), moderat sortate precum și *eolianite* și *tempestite*. Eolianitele reprezintă nisipuri de dună de coastă foarte bine

² La toate mările, inclusiv cele interioare, au loc mișcări mareice, însă amplitudinea lor poate fi foarte redusă (zeci de centimetri).

sortate. Tempestitele reprezintă sedimente de furtună și sunt constituite fie din material terigen siliciclastic cu grad de sortare foarte redus, fie în principal sau în întregime din bioclaste carbonatice (Einsele, 1992).

Tot în acest subsistem, dar numai în regiunile aride (sabkha de coastă), se acumulează sedimente chimice reprezentate prin sare gemă, sulfati (gips, anhidrit) și carbonați (aragonit, calcit, dolomit). Apa de mare infiltrată în depozitele poroase (fig. III.4), urcă la suprafață prin capilaritate și se evaporă (pompare evaporitică). Sărurile precipită la suprafață sub formă de cruste. Sedimentele biogene sunt reduse cantitativ, fiind reprezentate prin alge verzi.

În sectorul intratidal se acumulează de asemenea sedimente detritice, chimice și biogene. Sedimentele clastice sunt reprezentate prin *ritmite (periodite)* și tempestite arenitice slab sortate, acestea din urmă constituind prelungirea celor din sectorul supratidal. Ritmitele constituie o alternanță de secvențe arenitice depuse în timpul fluxului și secvențe arenitice mai fine și silto-pelitice, depuse în timpul refluxului. Sedimentele chimice sunt constituite din carbonați și sulfati iar sedimentele biogene sunt reprezentate prin stromatolite, oncolite și *tidalite*. Acestea din urmă sunt formate dintr-o alternanță de mâl algal și material clastic arenito-siltic.

În subsistemul litoral non-mareic sedimentarea este dominată de procesele mecanice. Se acumulează sedimente mai grosiere, rudito-arenitice, în zonele cu țărmuri înalte și sedimente mai fine, arenitice și arenito-siltice, în cazul țărmurilor joase. În regiunile calde și temperate se întâlnesc și depozite bioacumulate numite falune (bioclastele sunt reprezentate în principal prin valve de lamelibranhiate).

III.3.2. Sistemul șelfului

Spațial, acest sistem cuprinde porțiunea dintre zona litorală și extremitatea superioară a taluzului continental, corespunzând platformei continentale. În cadrul lui se separă două subsisteme:

- a) subsistemul șelfului intern, dezvoltat dinspre zona litorală și până la adâncimea de 40-50m; constituie zona în care se resimt mișcările valurilor și ale mareelor;
- b) subsistemul șelfului extern, dezvoltat în continuare, spre taluzul continental.

Procesele care au loc sunt de natură mecanică, chimică și biotică. Intensitatea cu care se desfășoară un proces sau altul depinde de poziția climatică a bazinului, regimul hidrodinamic, energia de bazin, oscilațiile de nivel, aportul de material clastic și în soluție, salinitate, temperatură și luminozitate. Se acumulează sedimente terigene, chimice și biogene.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

- *Sedimentele clastice* sunt de natură piroclastică și siliciclastică. Sedimentele piroclastice, sub formă de lapilii și cenușă vulcanică, se acumulează pe șelfurile din vecinătatea unor vulcani activi. Sedimentele terigene (epiclastice, detritice sau siliciclastice) sunt similare celor din zona litorală și sunt localizate în special în dreptul gurilor de vărsare ale fluviilor. Sunt reprezentate prin pietrișuri, nisipuri, silturi și pelite. Există o tendință de acumulare a materialului arenitic pe șelful intern și a siltului și argilei pe șelful extern. Pietrișurile se acumulează pe șelful intern. Marea majoritate a conglomeratelor (rudite consolidate) din formațiunile geologice sunt de origine marină, acumulate în acest sistem.

- *Sedimentele chimice* sunt reprezentate prin carbonați, fosfați, glauconit, oxihidroxizi de Fe și Mn, sulfati și halogenuri. Sedimentele carbonatice de natura chimică se acumulează de regulă în zonele recifale și se prezintă sub diverse aspecte: ooide, peloide, lumpuri, noduli, cruste etc. Sedimentele fosfatice și glauconitice caracterizează marginile șelfului extern. Sedimentele fosfatice se prezintă sub formă de plăci, concrețiuni sau aglomerări de granule rulate. Se acumulează pe coastele vestice ale Africii și Americii precum și pe coastele pacifice ale Australiei. Sedimentele glauconitice sau *mălul și nisipul verde*³, prezintă dezvoltare maximă între 50 și 200m adâncime, însă se acumulează și în zona batială (subsistemul clinoformelor). Se întâlnesc pe coastele estică și sudică ale Africii, pe coasta vestică a Americii de Nord și pe coastele Australiei și Portugaliei.

- *Sedimentele biogene* sunt reprezentate prin depozite bioconstruite și bioacumulate. Depozitele bioconstruite sunt cele mai specifice și răspândite depozite ale platformei continentale, fiind reprezentate prin *formațiunile recifale*.

III.3.3. Sistemul bazinelor adânci

În cadrul acestui sistem, pe baza criteriilor batimetric și geomorfologic, se separă două subsisteme:

- a. *Subsistemul clinoformelor* - zona batială (200 - 2000m); corespunde taluzului continental.
- b. *Subsistemul fondoformelor* - zonele abisală și hadală; corespunde piemontului oceanic, câmpiei abisale și fosei oceanice.

Subsistemul clinoformelor

Procesele sunt preponderent mecanice, cele chimice și biotice fiind nesemnificative ca importanță petrogenetică. Primele sunt de natură erozională în

³ Nu toate sedimentele de culoare verde conțin glauconit. Cercetările efectuate în ultimii 15 ani au condus la separarea mai multor faciesuri: glauconitic, „verdine” (minerale din grupa pirofilitului), celadonitic și illitic (illit ferifer).

partea superioară a taluzului continental și au caracter acumulativ în zonele inferioare a acestuia. Acumularea este în esență un proces de resedimentare iar transportul materialului clastic spre zonele inferioare are loc sub formă de *alunecări și curgeri gravitaționale*. Se acumulează sedimente ruditice, arenitice și siltice. Începând din zona superioară spre baza taluzului continental, cuprind *olistolite* și acumulări de blocuri libere, olistostrome, avalanșe de nisip și curgeri măloase.

Subsistemul fondoformelor

Factorii care controlează sedimentarea sunt sursa de material, regimul hidrodynamic, activitatea biotică, temperatura, salinitatea și existența sau absența proceselor de rift. Repartiția sau absența depozitelor carbonatice din zona abisală sunt explicate de *limita de compensație a carbonaților - CCD*.

Procesele de rift influențează sedimentarea prin fluxul termic ridicat și aportul de gaze (CO_2 , H_2S etc.) și coloizi metalici (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Fe, Mn, Al, etc.).

Depozitele acestui subsistem aparțin la 4 categorii:

- ♦ Sedimente pelagice
- ♦ Sedimente hemipelagice
- ♦ Sedimente autigene
- ♦ Sapropelite

Sedimentele pelagice conțin sub 25% fracțiune terigenă (claste) și sunt reprezentate prin:

a. Argile pelagice (*argila brună sau argila roșie abisală*).

Marile câmpii abisale sunt acoperite preponderent de argilă de culoare roșie sau brună, constituită în principal din minerale argiloase. Culoarea este dată de prezența oxidului feric sub formă de particule dispersate în masa argilei. Natura mineralelor argiloase prezente este controlată în principal de aria sursă a acestora și de aceea variază în spațiu și timp. Illitul, montmorillonitul, caolinitul și cloritul sunt aproape întotdeauna prezente, însă în cantități variabile. Caracteristic pentru argila roșie abisală este prezența concrețiunilor de oxihidroxizi de Mn și Fe, numite **noduli polimetaliți**. Aceștia au dimensiuni ce pot atinge 20-30 cm și sunt răspândiți în toată masa argilei însă frecvența lor scade brusc la câțiva zeci de centimetri adâncime.

Argila roșie abisală mai conține în cantități variabile material terigen fin (praf eolian), material piroclastic (rezultat din erupțiile submarine), bioclaste calcaroase (în special de foraminifere pelagice dar și oase și dinți de pești) și silicioase (testuri de radiolari, frustule de diatomee, spiculi de spongieri) și praf cosmic (sferule de Ni-Fe, constituenți ale chondritelor).

b. Măluri organogene sau *ooze*.

Conțin peste 30% bioclaste și cuprind *mălurile carbonatice, mălurile*

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

silicioase și málurile cu coprolite. Málurile carbonatice au cea mai largă răspândire. Bioclastele calcaroase sunt reprezentate prin testuri de globigerine, cocolite și pteropode. Málurile silicioase pot fi máluri cu diatomee și máluri cu radiolari. Málul cu diatomee formează fâșii late de până la 1500km, în lungul paralelelor de 60° , spre ecuator. Málul cu radiolari se acumulează în Oceanul Pacific, în apropierea ecuatorului (o fâșie de cca. 200 km lățime) și între 36° și 39° latitudine nordică. Se mai formează și în Oceanul Indian, în nord-vestul Australiei. Málul cu coprolite sau *málul albastru*, este constituit în principal din dejecții de organisme și argilă. Culoarea albastru-cenușie este datorată hidrotroilitului.

♦ Sedimentele hemipelagice conțin peste 25% fracțiune terigenă. Funcție de compoziția mineralogică, se disting máluri calcaroase (pe lângă fracțiunea terigenă mai conțin în cantitate mare carbonați), máluri terigene (constituite preponderent din claste de cuarț, feldspați și miche) și máluri vulcanogene (alcătuite în principal din cenușă vulcanică).

♦ Sedimentele autigene (de precipitație chimică) sunt reprezentate prin chert-uri (silicolite), calcare pelagice și máluri cu sulfuri.

♦ Sapropelitele reprezintă argile sau máluri cu conținut ridicat în substanță organică.

IV. PROCESE POSTDEPOZIȚIONALE (DIAGENEZA)

După formarea și acumularea sedimentelor începe o nouă etapă din evoluția lor și anume diageneza. Aceasta cuprinde totalitatea proceselor fizice, chimice și biotice care afectează sedimentele după depunere, în timpul îngropării lor până la limita cu metamorfismul și în timpul exondării până la limita cu alterarea hipergenă. Principalul efect al diagenezei este "*litificarea sedimentelor*", adică transformarea lor în roci. Factorii determinanți ai diagenezei sunt presiunea, temperatura și natura soluțiilor interstițiale (soluțiile din porii sedimentelor și fisurile rocilor).

Presiunea se manifestă atât prin componenta litostatică (greutatea sedimentelor acumulate ulterior momentului de referință) cât și prin componenta hidrostatică. Presiunea hidrostatică se referă și la presiunea fluidului interstițial, din momentul în care acesta nu mai comunică cu apa din bazinul de sedimentare. Limita cu metamorfismul este de 4-5 kbari și este atinsă la adâncimi de îngropare de cca. 10 km. Presiunea hidrostatică a fluidului interstițial crește cu aproximativ 100 bari la creșterea adâncimii de îngropare cu 1000 m. La adâncimi mari de îngropare, dacă presiunea hidrostatică depășește presiunea litostatică, se produce fisurarea rocilor sau chiar apariția fracturilor.

Valoarea temperaturii este determinată de gradientul geotermic. Limita termică a diagenezei este de 200-250°C. Peste această temperatură se manifestă metamorfismul. Creșterea temperaturii în timpul diagenezei (datorită creșterii adâncimii de îngropare) determină creșterea solubilității gazelor în soluțiile interstițiale. Aceasta are ca efect modificarea comportamentului chimic al soluțiilor, accelerarea vitezei de desfășurare a reacțiilor chimice și declanșarea unor transformări în stare solidă.

Soluțiile interstițiale au o compoziție variabilă. Inițial aceasta este similară cu compoziția apei din bazinul de sedimentare. Ulterior, după îngroparea sedimentelor la anumite adâncimi, compoziția soluțiilor se modifică datorită schimbului de substanță care are loc între acestea și sedimentele gazdă.

Principalele procese postdepoziționale sunt compactizarea, cimentarea, dizolvarea, neomorfismul, metasomatismul diagenetic și diferențierea diagenetică.

- Compactizarea

Sedimentele neconsolidate, datorită propriei lor greutate și a greutății

sedimentelor care se acumulează ulterior, se tasează. Compactizarea sau tasarea reprezintă un proces fizic prin care volumul unui depozit sedimentar se reduce prin micșorarea porozității sau a spațiilor libere dintre constituenți. Reducerea de volum are loc progresiv cu creșterea adâncimii de îngropare și este funcție de dimensiunea, forma și natura mineralogică ale particulelor constituente precum și de prezența sau absența cimentului sindepozițional. Acesta umple porii și astfel depozitul respectiv devine mai compact și mai puțin susceptibil la modificarea de volum. Procesul de tasare se desfășoară cu intensitate maximă între aproximativ 500 și 1000m adâncime. La sedimentele ruditice și arenitice, porozitatea inițială de 50-60%, ajunge în urma tasării la aproximativ 20%. Scăderea porozității la nisipuri este mai accentuată imediat după îngropare și mai lentă la adâncimi mai mari. Sedimentele pelitice au un comportament invers. La acestea porozitatea scade de la 70-80% la 20-30%. Argilele montmorillonitice se tasează cel mai puternic iar cele caolinitice cel mai puțin.

• Cimentarea

Constituie procesul de formare, prin precipitare chimică, a unui liant între particulele constituente ale sedimentului, realizând consolidarea edificiului petrografic. Este un proces cu importanță petrogenetică deosebită în cazul depozitelor clastice. Precipitarea compusului anorganic (mineral nou) are loc din soluțiile interstițiale și în anumite situații poate avea loc simultan cu acumularea clastelor. În această situație reprezintă un proces sindepozițional.

Cimentarea reduce porozitatea depozitelor prin umplerea spațiilor libere dintre granule. Natura mineralogică a cimentului este foarte diversă însă cele mai comune minerale cu rol de ciment sunt calcitul, aragonitul, dolomitul, sideritul, hematitul și opalul. Precipitarea cimentului carbonatic este favorizată de un pH mai mare și o temperatură mai ridicată. Opalul precipită la un pH mai scăzut și o temperatură mai joasă.

Una din caracteristicile rocilor sedimentare este extinderea mare pe orizontală (de exemplu, gresiile). Din acest motiv și ținând cont și de uniformitatea mineralogică a cimentului pe suprafețe foarte mari, a fost obligatorie acceptarea a cel puțin două ipoteze privind originea materialului aflat în soluție:

a. Cimentul s-a format prin precipitarea unei faze minerale din soluția interstițială care a traversat sedimentul, însă fără a reacționa cu constituenții acestuia (clastele). Cantitatea mare de ciment implică traversarea sedimentului de către o cantitate foarte mare de soluții cu chimism constant iar dezechilibrul chimic și precipitarea să se producă simultan pe arii foarte mari. Prin acest mecanism are loc formarea cimentului sindepozițional.

b. Formarea cimentului a avut loc prin precipitare din soluții care au interacționat cu sedimentul. Presiunea litostatică favorizează transferul de substanță din zonele de presiune ridicată (contactul dintre claste) în zonele cu presiune

scăzută (spațiile libere - pori și fisuri). Această ipoteză nu presupune existența unor cantități mari de fluid interstițial și poate explica cantitatea mare de ciment prin faptul că transferul de substanță *claste* → *soluție* → *ciment* poate avea loc atâta timp cât există spații libere. Prin acest transfer are loc, simultan cu formarea cimentului, o reducere de volum.

• Dizolvarea

În timpul diagenizei, prin modificarea presiunii, temperaturii și a concentrației, soluțiile interstițiale devin subsaturate pentru unul sau mai multe minerale. Efectul va fi dizolvarea parțială sau totală a aceluia sau acelor minerale. Substanța dizolvată fie va fi îndepărtată din sistem datorită circulației soluțiilor, fie va fi reprecipitată în spațiile libere din apropiere (pori sau fisuri). Acest proces este important deoarece în mod obișnuit conduce la formarea porozității secundare. Mineralele cele mai comune care sunt dizolvate sunt halogenurile (halit, silvit), sulfatii (anhidrit) și carbonatii (calcit, aragonit). Un proces cu implicații majore în litificarea sedimentelor siliciclastice este dizolvarea sub presiune. La contactul dintre granule, datorită presiunii litostatice ridicate, are loc dizolvarea selectivă a clastelor. Este dizolvată numai substanța din zona de contact a clastelor și apoi este redepusă în zonele adiacente, unde presiunea este mai scăzută (fig. IV.1). Prin acest proces este explicată formarea cimentului silicios în cuarț-arenite (gresii cuarțoase).

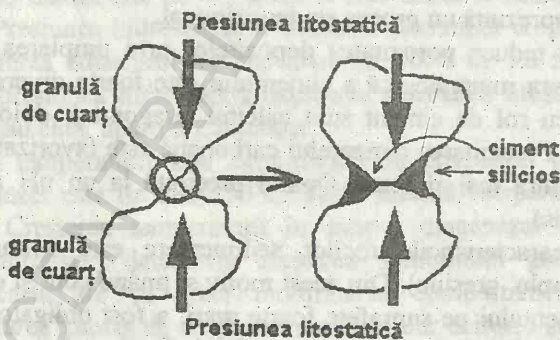


Fig. IV.1. Dizolvarea sub presiune a clastelor de cuarț și formarea cimentului silicios.

Dizolvarea sub presiune conduce la formarea *contactelor suturale* între granule și a *limitelor stilolitice (stilolite)*. Contactele suturale reprezintă suprafețe neregulate de întrepătrundere, cu profil sinusoidal, între clastele de cuarț sau între particulele carbonatice (ooide, bioclaste). Stilolitele sunt suprafețe de întrepătrundere între unități litologice cu comportament diferit la dizolvare. Contactul

dintre unitățile litologice este marcat de prezența materialului insolubil din depozitul solubilizat. Cele mai comune minerale ce alcătuiesc reziduu insolubil sunt argila, limonitul și silicea. Stilolitele se întâlnesc frecvent în calcare, marne, dolomite și gresii iar în secțiune transversală se prezintă ca o succesiune de proeminente și depresiuni cu profil rectangular sau ondulat (fig. IV.2).

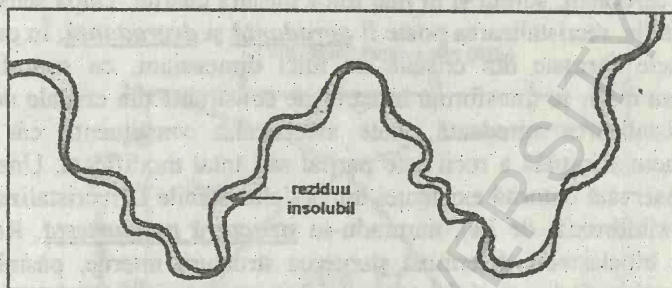


Fig. IV.2. Limite de separație de tip stilolitic între două unități litologice cu solubilitate diferită; reziduu insolubil marchează zona de dizolvare.

Amplitudinea stilolitelor poate fi de ordinul zecilor de microni sau milimetri (microstilolite) și până la câțiva centimetri sau chiar decimetri (macrostilolite). După poziția lor în raport cu suprafața stratului, stilolitele pot fi orizontale, verticale, înclinate și în rețea (fig. IV.3).

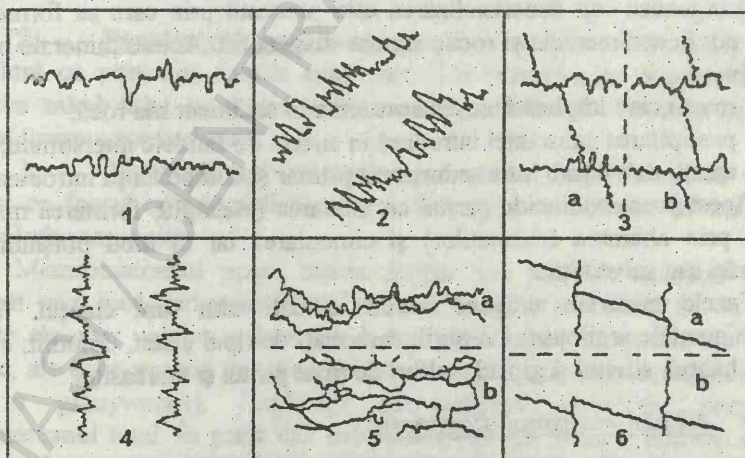


Fig. IV.3. Diverse tipuri de stilolite (Anastasiu, Jipa, 1983; din Park, Schot, 1968); 1 – orizontale; 2 – înclinate; 3 – intersectate vertical; 4 – verticale; 5 – în rețea; 6 – intersectate orizontal

PROCESE POSTDEPOZIȚIONALE

• Recristalizarea

Este un proces prin care rețeaua cristalină a granulelor minerale suferă modificări dimensionale impuse de schimbare presiunii, temperaturii și a caracteristicilor fazei fluide. Afectează agregatele cristaline constituite din minerale puțin stabile în intervalul de temperatură și presiune corespunzător diagenzei: halogenuri, carbonați, sulfati și în mai mică măsură cuarțul. După sensul în care au loc modificările, recristalizarea poate fi agradantă și degradantă. În cazul primului tip, agregatele formate din cristale de mici dimensiuni, cu suprafața totală și energia liberă mari, se transformă în agregate constituite din cristale de dimensiuni mari. Recristalizarea agradantă poate afecta atât constituenții cât și cimentul rocilor. Structura inițială a rocii este parțial sau total modificată. Uneori structura poate fi conservată datorită existenței mineralelor stabile la recristalizare (minerale argiloase, oxihidroxizi de Fe), numindu-se structură palimpsestă. Recristalizarea agradantă a bioclastelor determină ștergerea structurii interne, păstrându-se doar conturul exterior. Cel mai tipic exemplu de recristalizare agradantă îl reprezintă dismicritile. Acestea sunt calcare care inițial erau constituite din cristale de calcit cu dimensiuni mai mici de 4 microni (micrit). Prin recristalizarea calcitului apar plaje și benzi constituite din cristale de dimensiuni milimetrice (sparit). Recristalizarea degradantă afectează bioclastele sau clastele carbonatice, determinând apariția unor anvelope micritice la suprafața acestora.

• Autigeneza

Autigeneza sau neocristalizarea este procesul prin care se formează faze minerale noi în sedimentele și rocile supuse diagenzei. Aceste minerale noi se pot forma prin:

- reacții care implică faze deja prezente în sediment sau rocă;
- precipitarea substanței introdusă în sistem de fluidele interstițiale;
- reacții de schimb între sedimentul primar și componenții introduși.

Acest proces coincide parțial cu alterarea (exemplu, formarea mineralelor argiloase prin alterarea feldspaților) și cimentarea iar în mod obișnuit implică recristalizări sau substituții.

Fazele minerale autigene includ: silicați cum sunt cuarțul, feldspatul alcalin, mineralele argiloase și zeoliți; carbonați de tipul calcit, dolomit; evaporite, cum ar fi halitul, silvitul și gipsul; sulfuri de tipul piritei și marcasitei.

• Metasomatismul diagenetic

Reprezintă procesul prin care un mineral preexistent este înlocuit in situ de altul nou. După natura mineralului nou și modul în care are loc înlocuirea, se disting următoarele tipuri de substituții:

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

1. **Neomorfismul:** mineralul nou aparține aceleiași specii minerale sau este o varietate polimorfă. În prima situație, de exemplu, un cristal de plagioclaz este înlocuit tot de un cristal de plagioclaz dar mai bogat în sodiu. În al doilea caz, cele mai frecvente substituții sunt:

Opal A → opal CT → cuarț (fig. IV.4)

Calcit ↔ aragonit

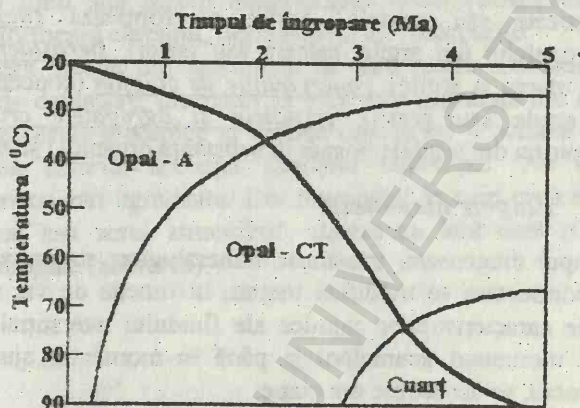


Fig. IV.4. Câmpurile de stabilitate ale opalului funcție de temperatură și timpul de îngropare (milioane ani).

2. **Pseudomorfismul:** mineralul preexistent este înlocuit de un mineral diferit însă cu păstrarea formei exterioare. Un exemplu de pseudomorfism este înlocuirea anhidritului cu calcit, acesta din urmă păstrând forma cristalografică a primului (prisma monoclinică).

3. **Allomorfismul:** mineralul preexistent este înlocuit de un mineral diferit și cu formă cristalografică diferită. Exemplu: substituția calcitului de către silice, colofan sau pirită.

Metasomatismul poate afecta parțial sau total un edificiu petrografic (sediment sau rocă sedimentară). Caracterul parțial se referă fie la substituții complete ale unor volume reduse din cadrul edificului petrografic, fie la înlocuiri selective, ale unor anumiți constituenți (de exemplu, substituția plagioclazului prin calcit în grauwacke). Implicații petrogenetice deosebite prezintă însă metasomatismul total. În acest caz substituția vizează întregul edificiu petrografic și conduce la apariția unui sediment sau rocă sedimentară de altă compoziție. Cele mai frecvente procese metasomatice de anvergură sunt dolomitizarea, fosfatizarea și silicifierea. Afectează sedimentele carbonatice și calcarele, rezultând dolomite,

PROCESE POSTDEPOZIȚIONALE

fosforite, respectiv silicohite.

• Diferențierea diagenetică

Este un proces care conduce la realizarea unui echilibru într-un sistem petrografic eterogen, alcătuit din două sau mai multe faze minerale. Se desfășoară în sedimente fine și omogene din punct de vedere granulometric. Procesul constă în concentrarea fazelor minerale subordonate cantitativ, sub formă de noduli, concrețiuni, rozete sau cristale. Astfel se formează silexul și chaille-ul (concentrarea opalului din argile, calcare sau gresii), sferosideritul (concentrarea sideritului din marne și argile), concrețiunile de colofan (concentrarea colofanului din calcare, argile sau gresii), cristalele și agregatele cristaline de pirită (concentrarea piritei din argilele bogate în substanță organică) și altele.

Etapale diagenezei

În timpul diagenezei, trăsăturile mineralogice, structurale și texturale ale depozitelor sedimentare se modifică treptat, în funcție de variațiile temperaturii, presiunii și ale caracteristicilor chimice ale fluidului interstițial. În evoluția unui sediment, din momentul acumulării și până în momentul ajungerii din nou la suprafață (ca rocă), se deosebesc trei etape:

- eogeneza (sindiageneza)
- mesogeneza (anadiageneza)
- telogeneza (epidiageneza)

Eogeneza începe din momentul acumulării sedimentului și se manifestă până ce adâncimea de îngropare atinge 100 m. Temperatura și presiunea cresc foarte puțin. PH-ul soluțiilor interstițiale este cuprins între 6,5 și 8 (crește cu adâncimea) iar Eh-ul este pozitiv în apropierea interfeței sediment-apă și devine negativ în adâncime (are loc oxidarea substanței organice acumulate simultan cu sedimentul). Porozitatea sedimentelor se modifică foarte puțin (tasare incipientă). Au loc procese chimice incipiente: dizolvări, reprecipități, autigeneze minerale (inclusiv cimentări), deshidratări, diferențieri diagenetice etc. În această etapă se formează bioglifele și bioturbațiile. În funcție de faciesul de salinitate și parametrii Eh-pH ai mediului de acumulare, se pot forma asociații de minerale autigene caracteristice:

- chamosit-smectit-glaucanit (facies marin, $\text{pH} > 7$);
- pirită-siderit (facies euxinic, $\text{Eh} < 0$, $\text{pH} > 7$);
- illit-smectit-calcit (facies dulcicol, climat arid, $\text{pH} > 7$);
- caolinit-clorit (facies dulcicol, climat umed, $\text{pH} < 7$).

Mesogeneza se manifestă de la adâncimea de 100 m și până la adâncimea maximă de îngropare. Temperatura crește până la peste 200°C iar presiunea atinge

4-5 kbari. Tasarea este foarte intensă până la 2000-2500 m adâncime, după care scade exponențial. Porozitatea scade rapid cu îngroparea iar fluidele interstițiale sunt, la adâncimi mari de îngropare, complet expulzate. Procesele biotice sunt absente. Procesele chimice sunt foarte intense: se formează matricea gresurilor și conglomeratelor, are loc formarea cimentului, dizolvările și reprecipitățile determină individualizarea fazelor minore (concrețiunile), au loc transformări polimorfe, recristalizări agrađante iar metasomatismul poate genera edificii petrografice de o cu totul altă natură mineralogică decât sedimentul inițial. Tot în această etapă se formează cărbunii, kerogenul și hidrocarburile.

Telogeneza începe din momentul în care rocile sedimentare formate își schimbă sensul de deplasare, începând să urce spre suprafață din motive izostatice sau tectonice. Procesele mecanice și biotice lipsesc iar procesele chimice sunt de intensitate redusă datorită absenței fluidului interstițial. Au loc transformări polimorfe și recristalizări agrađante. Din momentul în care roca ajunge în contact cu apa meteorică sau aerul atmosferic, diageneza încetează și încep din nou procesele depoziționale (alterarea).

V. TEXTURA ȘI STRUCTURA SEDIMENTELOR ȘI ROCILOR SEDIMENTARE

V.1. Textura

Texturile sedimentelor și rocilor sedimentare sunt deosebit de diverse iar importanța lor este diferită de la o grupă la alta de roci sedimentare. În cadrul depozitelor clastice prezintă o importanță deosebită două elemente texturale: dimensiunea și forma granulelor.

După dimensiunea clastelor, în cadrul sedimentelor și rocilor detritice se separă următoarele categorii texturale granulometrice:

Dimensiunea (mm)	Ø	Categorii texturale	
> 2	< -1	Rudite	Psefite
0,063 – 2	-1 – 4	Arenite	Psamite
0,004 – 0,063	4 – 8	Siltite	Aleurite
< 0,004	< 8	Lutite	Pelite

În cadrul altor depozite clastice, denumirile categoriilor texturale mai conțin un prefix care definește apartenența la o anumită grupă de roci sedimentare. De exemplu, pentru calcarele clastice categoriile texturale granulometrice sunt: calcirudite, calcarenite, calcisiltite și calcilutite.

Pentru caracterizarea formei clastelor se utilizează 4 categorii morfometrice:

- angular – toată suprafața granulei este colțuroasă;
- subangular – 1/3 din suprafață este rotunjită;
- subrotunjit – 2/3 din suprafață este rotunjită;
- rotunjit.

V.2. Structura

Termenul de structură se referă la relațiile spațiale dintre constituenții sedimentelor și rocilor sedimentare precum și la discontinuitățile și neomogeni-

tățile majore ale acestora. Deoarece structurile sedimentare sunt un rezultat al proceselor care au contribuit la formarea sedimentelor și rocilor sedimentare, principalul criteriu de clasificare este cel genetic. Se deosebesc astfel, structuri mecanice, chimice și biotice. Marea varietate de structuri sedimentare face extrem de dificilă sumarizarea acestora într-o schemă simplificată. Ne vom referi în continuare doar la acele structuri mecanice, chimice și biotice care prezintă semnificații sedimentologice cu caracter mai general.

V.2.1. Structuri mecanice

Structurile mecanice se împart în trei categorii (Anastasiu, Jipa, 1983):

- structuri erozionale;
- structuri construcționale;
- structuri deformaționale.

Structurile erozionale sunt reprezentate prin urmele de curent numite și **mecanoglife**. În cadrul urmelor de curent se disting (fig. V.1):

- **urmele propriu-zise** (engl. = marks), reprezentate prin depresiunile erozionale de la partea superioară a patului de curgere a curentului (strat lutitic);
- **mulajele urmelor** (engl. = casts), reprezentate de protuberanțele de la partea inferioară a stratului acoperitor (arenitic).

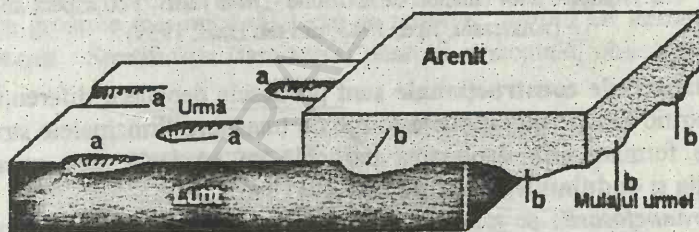


Fig. V.1. Clasificarea mecanoglifelor de curent după modul de păstrare (Anastasiu, Jipa, 1983).

Dintre mecanoglife, menționăm doar urmele de eroziune și urmele generate de obiecte transportate de curent. Urmele de eroziune reprezintă depresiuni sau creste cu dispunere dependentă de viteza și regimul hidrodinamic al curentului și constituie structuri rezultate în urma acțiunii erozive directe a curentului asupra depozitelor pelitice. Cele mai importante urme de eroziune sunt canelurile de eroziune (engl. = *flute marks*) care reprezintă depresiuni în formă de U sau V, cu vârful îndreptat în sens opus direcției curentului (fig. V.2.). Urmele generate de obiecte transportate de curent pot fi urme de târare (șanțuri de dragaj,

uneori cu rid frontal, fig. II.1), rulare, saltație etc.

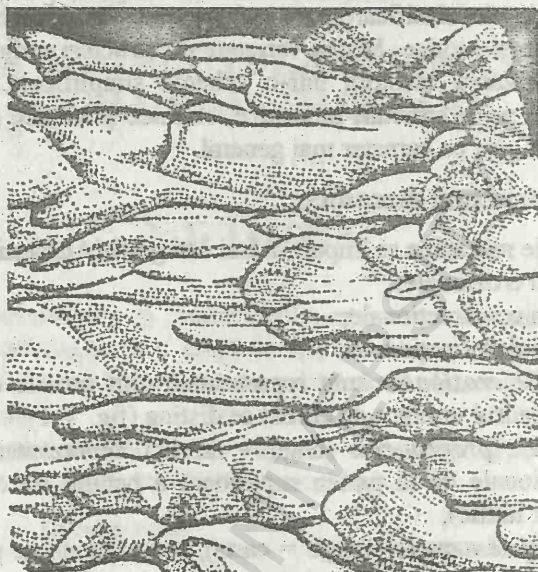


Fig. V.2. Mulajele unor caneluri de eroziune („flute casts”) cu aspect linguoid (Anastasiu, Jipă, 1983; din ten Haaf, 1959).

Structurile construcționale sunt produsele depunerii diferențiate a materialului detritic funcție de diferitele forme de transport. Principalele structuri construcționale formate prin deplasarea particulă cu particulă sunt **granoclasarea**, **stratificația** și **ondulațiile depoziționale**.

Granoclasarea se referă la diferențierea pe verticală a clastelor în funcție de dimensiune și poate fi:

- continuă, când trecerea de la fracțiunea ruditică la cea arenitică este continuă și completă (fig. V.3, a,c);
- discontinuă, când lipsesc anumite dimensiuni granulometrice (fig. V.3, b,d).

În funcție de sensul în care are loc modificarea dimensiunilor, granoclasarea poate fi:

- normală, dacă dimensiunile se reduc de la baza unității de sedimentare spre partea superioară (fig. V.3, a);
- inversă (fig. V.3, c);
- simetrică; dimensiunile se reduc sau cresc până la mijlocul unității de sedimentare iar apoi modificarea dimensională este inversă (fig. V.3, d).

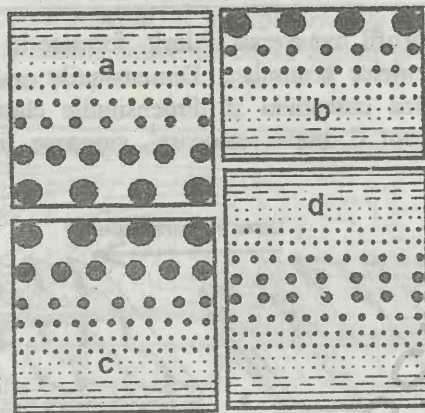


Fig. V.3. Tipuri de granoclasare; a – continuă și normală; b – discontinuă și inversă; c – continuă și inversă; d – discontinuă și simetrică.

Stratificația (engl. = *graded bedding*) reprezintă aspectul structural specific pentru rocile sedimentare și se concretizează prin existența stratelor. **Stratul** reprezintă o unitate de sedimentare caracterizată prin omogenitate internă și prin existența unor suprafețe de separație față de alte strate, numite **suprafețe de stratificație**. Grosimea unui strat este de la 1 cm la câțiva metri. Unitatea de sedimentare cu grosime mai mică de 1 cm se numește **lamină** iar termenul structural este **laminația**. Stratificația (laminația) poate fi orizontală, oblică sau încrucișată (fig. V.4).

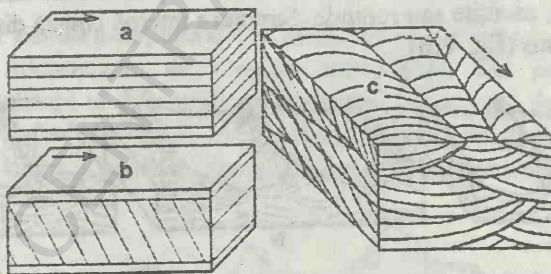


Fig. V.4. Stratificație (laminație) orizontală (a), oblică (b) și încrucișată (c). Săgețile indică direcția curentului

Ondulațiile depozitionale (engl. *ripple marks*) reprezintă corpuri oblice laminare, cu suprafața superioară vâlvită, formate prin acumularea diferențială a particulelor. Din cadrul acestor structuri, menționăm ondulațiile de curent, ondulațiile produse de valuri și ondulațiile eoliene.

Ondulațiile de curent (*current ripples*) sunt corpuri oblice laminare de

dimensiuni mici, cu profil transversal vălurit, formate în urma acțiunii curenților acvatici supra sedimentelor acumulate. Dimensiunile ondulațiilor de curent sunt proporționale cu viteza curentului și dimensiunile clastelor. După forma lor, ondulațiile de curent pot fi drepte, catenare¹, sinuoase, linguoide sau semilunare (fig. V.5).

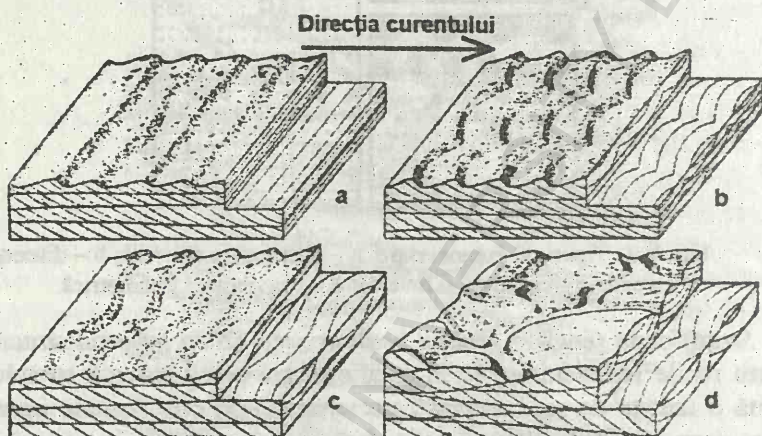


Fig. V.5. Ondulații de curent drepte (a), catenare (c), sinuoase (d) și linguoide (d) (Anastasiu, Jipa, 1983).

Ondulațiile produse de valuri prezintă în profil transversal depresiuni largi și creste înguste, ascuțite sau rotunde. Structura internă constă din lamine arcuite cu concavitatea în sus (fig. V.6).



Fig. V.6. Ondulații produse de valuri (Anastasiu, Jipa, 1983); a – ondulații cu lamine concordante (Helvețian, Breaza); b – ondulații cu seturi discordante de lamine (Sarmaian, valea Slănicului de Buzău); c – ondulații cu creste rotunjite (modificat, după Reinek, Singh, 1980).

Structurile deformaționale se formează în urma unor procese de deformare care afectează sedimentele acumulate. Dintre aceste structuri menționăm

¹ De la catene muntoase.

laminația convolută (curbicorticală) și gliptomorfozele. Laminația curbicorticală reprezintă o alternanță de lamine cutate, cu creste înguste și depresiuni largi, localizate în interiorul unui strat (V.7).

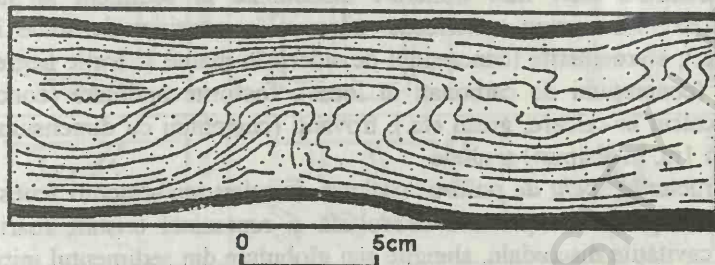


Fig. V.7. Strat cu laminație convolută (Anastasiu, Jipa, 1983; din Dzulynski, Smith, 1963).

Gliptomorfozele reprezintă mulaje după cristale de sare gemă, calcit sau pirită, apărute la suprafața sedimentului în urma tasării.

V.2.2. Structuri chimice

Structurile sedimentare chimice sunt rezultatul proceselor de precipitare, dizolvare și recrystalizare. Se clasifică, după criteriul temporal, în structuri depoziționale și structuri postdepoziționale.

Structurile depoziționale sunt rezultatul precipitării și caracterizează depozitele chimice. Principalele structuri depoziționale sunt ooidale, geodele, sinterele și speleotecele.

Structurile postdepoziționale se formează în urma proceselor de dizolvare-reprecipitare, intermediare de soluțiile interstițiale, sau prin procese de deshidratare, recrystalizare și diferențiere diagenetică. Structurile de dizolvare sunt reprezentate prin *stilolite* (fig. IV.2, IV.3), *contacte suturale* și structuri „con-in-con”. Acestea din urmă reprezintă agregate conice, concentrice și întrepătrunse (fig. V.8).

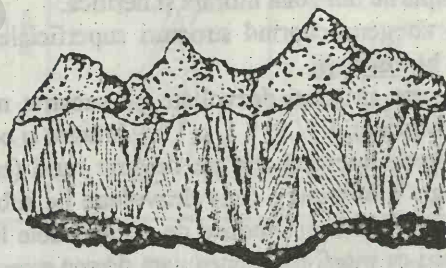


Fig. V.8. Structura „con-in-con” (Anastasiu, Jipa, 1983).

Concrețiunile sunt structuri formate prin diferențiere diagenetică și reprezintă corpuri sferoidale, elipsoidale, discoidale sau neregulate ce iau naștere în urma concentrării unei faze minerale diseminată în sediment și subordonată cantitativ. Exemplele sunt numeroase: silexuri (concrețiuni de silice în calcare, nisipuri etc.), sferosiderite (concrețiuni de siderit în marne și argile negre), „păpuși de loess” (concrețiuni de carbonați în loess), fosforite nodulare (concrețiuni de fosfat de calciu în calcare, gresii etc.), trovanți (concrețiuni cu dimensiuni ce depășesc uneori 1m, în nisipuri) și altele.

Structurile „ochi de pasăre” (ochiuri de calcit sau structuri fenestrare) apar în calcare cu porozitate primară dezvoltată și reprezintă cristale mari de calcit depuse în cavitățile discoidale, alungite sau globulare din sedimentul inițial. Aceste cristale se dispun în lungul planului de stratificație.

Structurile de supracreștere apar în calcare și gresii cuarțoase, caracterizându-se prin apariția unor coroane de supracreștere după granulele de calcit, respectiv cuarț.

V.2.3. Structuri biotice

Activitatea organismelor coloniale conduce la formarea edificii petrografice. Structurile acestora sunt de natură biotică și sunt depozitionale (stromatolite, oncolite, recifi, pelete). De asemenea, organismele modifică substratul pe care sau în apropierea căruia trăiesc. Structurile biotice rezultate sunt postdepozitionale. În funcție de natura filogenetică a organismelor care le produc, structurile postdepozitionale sunt de două tipuri;

- structuri fitogene;
- structuri zoogene.

Structurile fitogene constituie structuri create de plante fixate prin rădăcini. După moarte plantei, sistemul de canicule în care se găseau rădăcinile se pot conserva iar ulterior pot fi colmatate cu minerale de neoformație precipitate din soluțiile interstițiale. Aceste structuri se întâlnesc în depozitele de loess, în aluvii și în mălurile și nisipurile din zona litorală și neritică.

Structurile zoogene cuprind structuri superficiale sau **bioglife** și structuri de profunzime sau **bioturbații**.

Bioglifele sunt structuri dezvoltate pe substrat moale (mălos, nisipos) și reprezintă urme de târâre (fig. V.9, f, j, k, l, o), hrănire și odihnă.

Bioturbațiile se dezvoltă atât pe substrat rigid (engl. = *borings*) cât și pe substrat moale (engl. = *burrows*). Cele dezvoltate pe substrat rigid (roci, galeți și bioclaste, în special valve) sunt produse de organisme litofage și se prezintă sub forma unor perforații cu morfologie apropiată de cea a organismului care le-a generat sau canale și nișe cu morfologie oarecare. Bioturbațiile dezvoltate pe substrat moale sunt produse de organisme care trăiesc infundate în sedimente măloase sau

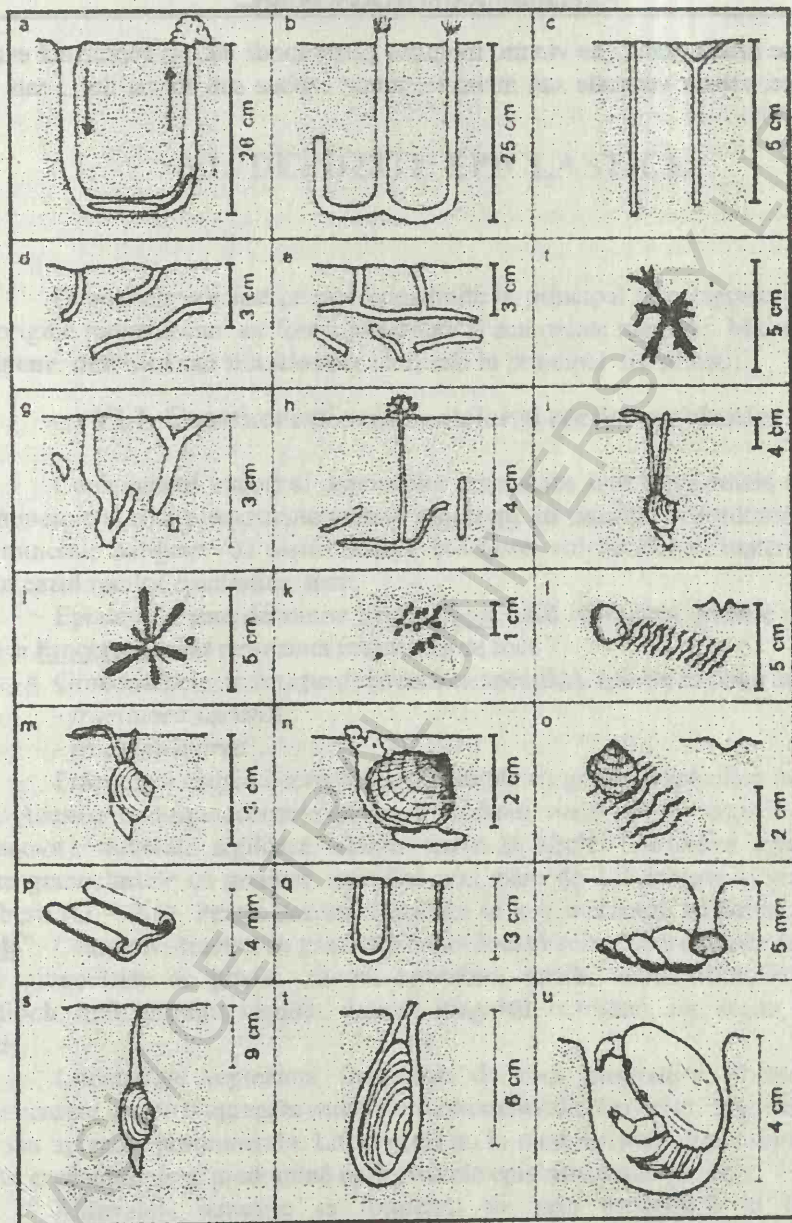


Fig. V.9. Diverse tipuri de bioglife (f, j, k, l, o) și bioturbații în substrat moale (Greensmith, 1989; din Evans, 1965).

TEXTURA SI STRUCTURA...

nisipoase (unele genuri de viermi, moluște, gasteropode etc.) și reprezintă excavații cilindrice, canale verticale sau înclinate, tuburi izolate sub formă de U sau Y etc. (fig. V. 9).

VI. DEPOZITE EPICLASTICE

Depozitele epiclastice sunt constituite în principal din fragmente sau claste de origine terigenă care au fost transportate și acumulate mecanic. Mai sunt numite terigene, detritice sau siliciclastice (formate în principal din silicați).

VI.1. Constituenții sedimentelor și rocilor epiclastice

Constituenții majori ai depozitelor epiclastice sunt fragmentele sau clastele de minerale și roci preexistente numite epiclaste. În cantități subordonate mai conțin minerale autigene (de neoformație), bioclaste, vulcanoclaste, materie organică și, în cazul rocilor epiclastice, liant.

— Epiclastele sunt denumite granoclaste dacă reprezintă granule monominerale și litoclaste, când reprezintă fragmente de roci.

• Granoclastele, în funcție de greutatea specifică, aparțin la două categorii:

- *fracțiunea ușoară*;

- *fracțiunea grea*.

Fracțiunea ușoară cuprinde granoclastele cu greutate specifică mai mică de 2,9. Acestea sunt granoclastele de cuarț, feldspat, miche (biotit bogat în magneziu, muscovit), minerale argiloase, clorite, calcit și altele. Fracțiunea grea cuprinde toate granoclastele cu greutate specifică mai mare de 2,9 precum și granoclastele de beril ($G = 2.6$). Pentru această fracțiune se mai utilizează termenul „minerale grele”. Cantitativ, fracțiunea grea este subordonată celei ușoare și este reprezentată prin granoclaste de granat, zircon, turmalină, apatit, titanit, monazit, piroxen, amfiboli, rutil, casiterit, hematit, ilmenit, magnetit, corindon, aur, argint, diamant și altele.

Litoclastele reprezintă fragmente de roci magmatice, metamorfice și sedimentare și pot fi agregate minerale monominerale (exemplu, fragment de cuarțit) sau agregate poliminerale. Litoclastele au în mod obișnuit dimensiuni mai mari decât granoclastele și predomină în depozitele epiclastice mai grosiere.

— Mineralele autigene se formează fie prin precipitare în bazinul de sedimentare, acumulându-se simultan cu epiclastele, fie ulterior, prin precipitare din soluțiile interstițiale care circulă prin sedimentele terigene acumulate. Cele mai frecvente minerale autigene sunt carbonații (calcit, dolomit, siderit, ankerit), sulfatii (gips, anhidrit), fosfații (colofan), oxi-hidroxizii de Fe (hematit, goethit,

limonit), sulfurile (pirită) și silicații (cuarț, opal, calcedonie, glauconit, clorite, microclin etc.). Mineralele de neoformare se prezintă sub trei aspecte:

- ciment;
- cristale idiomorfe diseminate în masa rocii;
- pseudomorfoze după minerale alogene (calcit după feldspat etc.).

Vulcanoclastele sau piroclaste reprezintă claste de origine vulcanică formate în urma activității vulcanice de tip exploziv. De regulă participă în cantități cu totul subordonate însă în bazinele situate în apropierea arilor cu vulcanism activ (de tip exploziv), cantitatea de piroclaste poate crește semnificativ, formându-se depozite mixte.

Liantul constituie materialul de legătură al clastelor și poate fi de origine mecanică sau chimică, numindu-se matrice, respectiv ciment.

Matricea este caracteristică rocilor formate din claste mai grosiere și este constituită tot din claste, însă de dimensiuni mai fine, silto-pelitice. Componenta silto-pelitică va deveni liant pentru clastele mai grosiere, rudito-arenitice, în urma compactizării diagenetice. Din punct de vedere mineralogic, matricea este bogată în minerale argiloase, cuarț, miche și clorite.

• Cimentul se formează prin precipitare chimică sau chimică bioindusă. Poate fi sindepozitional, acumulându-se simultan cu clastele, sau postdepozitional, când precipită din soluții interstițiale. Din punct de vedere mineralogic, cimentul este omogen și monomictic (format din aceeași specie minerală). Uneori în aceeași rocă se întâlnesc două tipuri mineralogice de ciment însă în acest caz unul dintre ele are caracter secundar. Cimentul poate fi de natură silicioasă (opal, calcedonie, cuarț), carbonatică (calcit, cel mai adesea), sulfatică (gips), fosfatică (colofan) și oxidică (hematit, goethit, limonit). În funcție de gradul de cristalinitate, cimentul poate fi amorf sau cristalin. După habitusul cristalelor, se disting trei tipuri de ciment cristalin (fig. VI.1):

- ciment *mozaic* – habitus izometric (fig. VI.1, a);
- ciment *druzic* – habitus variabil în raport cu distanța față de claste, de la scurt prismatic la lung prismatic (fig. VI.1, b);
- ciment *fibros-acicular* – habitus fibros-acicular (fig. VI.1, c).

Cimentul se mai clasifică după criteriul structural, adică în funcție de gradul de umplere al porilor și de relația cu clastele, în următoarele tipuri (fig. VI.2):

- ciment *de contact* (*de menisc sau de atingere*); apare numai la contactul dintre claste (fig. VI.2, a);
- ciment *de pori*; ocupă tot spațiul intergranular iar clastele sunt în contact direct unele cu altele (fig. VI.2, b);
- ciment *pelicular*; este distribuit numai în jurul granulelor, sub forma unei anvelope, iar contactul între granule se realizează prin intermediul acestor anvelope (fig. VI.2, c); spațiul intergranular poate fi liber sau ocupat cu ciment secundar,

de pori;

- ciment *bazal*; spațiul intergranular este complet ocupat de ciment iar clastele nu se mai ating între ele (fig. VI.2, d);

- ciment *de supracreștere*: umple spațiul intergranular și reprezintă coroane de supracreștere în jurul granoclastelor de cuarț (fig. VI.2, e); contactele dintre coroane sunt poligonale iar limitele dintre coroane și granoclaste sunt marcate uneori de incluziuni fine de minerale argiloase sau oxihidroxizi de Fe.

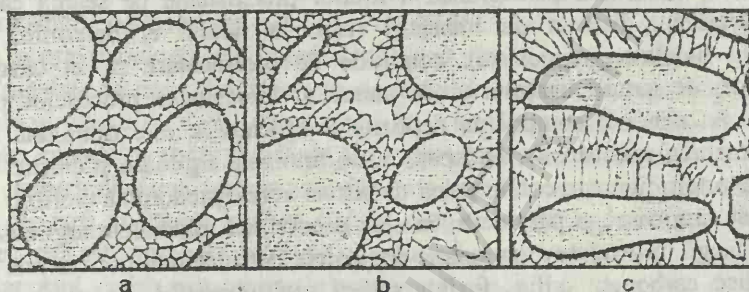


Fig. VI.1. Tipuri de ciment în funcție de habitusul cristalelor: a – mozaic, b – druzic, c – fibros-acicular (Anastasiu, Jipa, 1983; cu modificări)

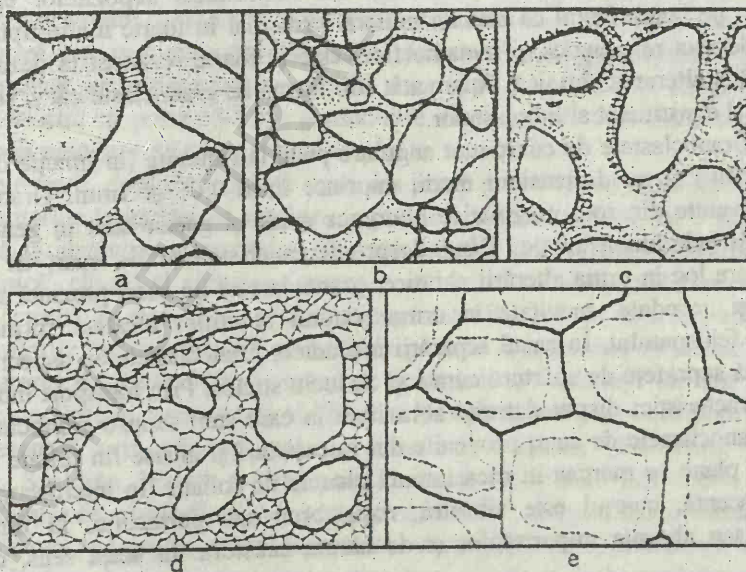


Fig. VI.2. Tipuri structurale de ciment: a – de contact, b – de pori, c – pelicular, d – bazal, e – de supracreștere (Anastasiu, Jipa, 1983; cu modificări)

Natura liantului constituie un criteriu de sistematică a rocilor siliciclastice iar raportul matrice/claste definește două grupe diferite de roci terigene:

- **ortoroci**¹ – roci în care predomină clastele (ortorudite, ortograywacke);
- **pararoci** – roci în care predomină matricea (pararudite, paragraywacke).

VL2. Mineralogia depozitelor epiclastice

Compoziția mineralogică a sedimentelor și rocilor epiclastice este condiționată de natura petrografică a rocilor preexistente pe seama cărora s-au format clastele, distanța de transport (care la rândul ei determină valoarea raportului litoclaste/granoclaste), condițiile de sedimentare și, în cazul rocilor epiclastice, de natura liantului și de natura și intensitatea proceselor postdepoziționale. În general, compoziția depozitelor epiclastice este dominată de cuarț, apoi în cantități subordonate feldspați, miche, minerale argiloase și clorite. Excepție fac unele ortorudite care conțin galeți de șisturi verzi (predomină cloritul, albitul și mineralele argiloase) și pararocile, în care predomină mineralele argiloase (matricea). Pe lângă mineralele menționate, depozitele detritice mai pot conține minerale grele, silice, carbonați, sulfati, fosfați, sulfuri, oxihidroxizi de Fe, glauconit și altele. Cu excepția mineralelor grele, celelalte minerale menționate anterior pot constitui atât granoclaste cât și neoformări minerale.

Cuarțul este mineralul dominant din majoritatea depozitelor epiclastice deoarece, pe lângă faptul că este un mineral principal în foarte multe tipuri petrografice de roci magmatice și metamorfice, este și foarte rezistent la dezagregarea mecanică și alterarea chimică. Apare atât sub formă de granoclaste cât și sub formă de mineral constituent al litoclastelor.

Granoclastele de cuarț sunt angulare până la rotunjite (în funcție de durata transportului) și au dimensiuni medii cuprinse între 0,06 și 1mm. Granulele de cuarț provenite din roci magmatice plutonice acide și gnaise sunt în general izometrice și echidimensionale. Când desprinderea cristalelor de cuarț de cele de feldspat are loc în urma alterării chimice, granoclastele de cuarț prezintă suprafețe mătuite și corodate, rezultate în urma acțiunii soluțiilor alcaline formate prin hidroliza feldspatului. În cazul separării mecanice, granoclastele au aspect angular și prezintă suprafețe de spărtură curate și cu luciu sticlos. Prin transport îndelungat, aceste caracteristici dispar datorită abraziunii la care sunt supuse granoclastele de cuarț. Granoclastele de cuarț provenite din micașturi și gnaise fin foliate prezintă suprafețe plane ce marcau în roca inițială planele de foliație. În microscopia catodoluminiscentă, cuarțul este albastru, roșu, brun sau portocaliu, în funcție de prezența sau absența impurităților și de natura acestora. În acest sens, culoarea

¹ Termenii orto și para se utilizează și în sistematica rocilor metamorfice însă cu altă semnificație.

albastră sau albastru-violetă este caracteristică pentru cuarțul provenit din roci magmatice sau roci metamorfice de grad ridicat ($T > 570^{\circ}\text{C}$). Cuarțul brun-portocaliu provine din roci metamorfice de grad scăzut sau mediu de metamorfism ($T < 570^{\circ}\text{C}$) (Greensmith, 1989). Cuarțul autigen (în principal coroanele de supracreștere) nu prezintă luminescență. Studiul incluziunilor din cuarț poate oferi indicații privind sursa materialului. Astfel, incluziunile din cuarțul din granite sunt, cel mai adesea, prisme fine de turmalină și cristale aciculare de rutil. Cuarțul din rocile vulcanice acide conține incluziuni de sticlă vulcanică. Cuarțul provenit din roci metamorfice poate conține incluziuni de epidot, clorit, andaluzit, sillimanit etc. De regulă, aceste incluziuni sunt dispuse mai mult sau mai puțin ordonat.

Cristalele de cuarț din litoclaste au dimensiuni și formă variabile, în funcție de structura și natura rocii din care provin. În general prezintă dimensiuni milimetrice. Forma cristalelor poate fi anhedrală (roci metamorfice, roci magmatice plutonice) sau euhedrală (roci vulcanice). Uneori cristalele de cuarț din litoclastele provenite din roci vulcanice (riolite, dacite) sunt mai mult sau mai puțin rotunjite, însă în acest caz este vorba de resorbția magmatică și nu de prelucrare mecanică.

Raportul *cuarț monocristalin/cuarț policristalin* și gradul de rotunjire al granoclastelor de cuarț reprezintă indicatori de maturitate mineralogică și texturală ai depozitelor epiclastice. Un depozit este cu atât mai matur cu cât raportul este mai mare, adică cantitatea de granoclaste de cuarț este mai mare. Gradul de rotunjire reflectă de fapt gradul de prelucrare a sedimentului sau durata transportului. Cu cât această durată este mai mare cu atât gradul de rotunjire al granoclastelor de cuarț este mai ridicat iar sedimentul, respectiv roca, sunt mai mature. În general, un depozit epiclastic cu peste 65-70% granoclaste de cuarț este considerat un depozit reciclat (roca preexistentă a fost tot epiclastică).

Feldspații, deși apropiați de cuarț din punct de vedere al frecvenței și participării cantitative la alcătuirea rocilor magmatice și metamorfice, au o participare mai redusă la alcătuirea depozitelor terigene datorită instabilității mecanice (duritate mai mică, clivaj) și chimice (prezența cationilor alcalini) mai pronunțată în raport cu cuarțul. În depozitele siliciclastice, conținutul mediu în feldspații este de 10-15%, valorile minime tinzând spre 0% în gresiile și nisipurile cuarțoase iar cele maxime rareori depășesc 50% în arenitele feldspatice. Feldspații au atât caracter alogen (granoclaste și constituenți ai litoclastelor) cât și autigen. Feldspații alogeni sunt reprezentați prin feldspat potasic (sanidină, ortoclaz, microclin), albit și plagioclaz. Sanidina, albitul și plagioclazii bazici au o frecvență foarte redusă, determinată atât de răspândirea mai restrictivă în rocile magmatice și metamorfice (sanidina în roci vulcanice, albitul în metasomatite și sisturi epizonale de chimism bazic, plagioclazii bazici în roci magmatice bazice) cât și de instabilitatea fizico-chimică crescută. Din aceste motive, aceștia sunt prezenți aproape exclusiv sub formă de constituenți ai litoclastelor. Ortoza, microclinul și plagioclazul acid apar

DEPOZITE EPICLASTICE

în cantități uneori apreciabile atât sub formă de granoclaste cât și în litoclaste.

Feldspații autigeni se formează în etapele târzii ale diagenezei, fiind reprezentați prin microclin și albit de temperatură scăzută (albit O). Constituie neoformări idiomorfe, limpezi și frecvent cu incluziuni de calcit (din ciment) sau minerale argiloase (din matrice). Mai rar pot constitui coroane de supracreștere după granoclaste detritice de feldspat.

Prezența feldspaților alogeni în depozitele terigene constituie un criteriu de apreciere a naturii petrografice a ariei sursă, a duratei de transport și a condițiilor paleoclimatice (care determină rata de alterare a feldspaților). De exemplu, absența sau prezența în cantitate mică a feldspaților într-o rocă siliciclastică imatură textural (granoclaste de cuarț angulare) înseamnă distanță scurtă de transport (granoclaste angulare) în mediu acid (absența feldspatului datorită alterării rapide).

Micele și cloritele provin din roci magmatice și metamorfice și se concentrează, cel mai adesea, paralel cu suprafața de depunere a clastelor, imprimând rocii o stratificație evidentă. Mineralele argiloase provin din alterarea silicaților sau din depozite argiloase preexistente. Ele domină compoziția matricei din rocile detritice mai grosiere sau reprezintă constituent principal în siltite (alături de cuarț, mice, clorite) și pelite. Mineralele argiloase au și caracter autigen iar separarea mineralelor argiloase alogene de cele autigene este extrem de dificilă. Din acest motiv, încadrarea depozitelor argiloase în cadrul rocilor epiclastice nu este oportună. Astfel, clasa granulometrică „pelite” formează o grupă aparte de depozite sedimentare, separată pe criteriul mineralogic – *depozitele argiloase*.

Glaucconitul este larg răspândit în gresiile marine de toate vârstele și, uneori, este prezent în cantități suficiente pentru a imprima rocii culoarea verde. În aflorimentele supuse alterării, culoarea verde este mascată de o patină brun-roșcată datorată transformării glaucconitului în limonit.

Mineralele grele reprezintă minerale accesorii în depozitele detritice iar frecvența lor este determinată de frecvența de apariție în rocile preexistente și de stabilitatea lor chimică și mecanică. Determinarea conținutului în minerale grele permite întocmirea unor hărți mineralogice care pot fi hărți cu izolinii de conținut pentru un anumit mineral sau hărți cu asociații mineralogice. Forma, culoarea și participarea procentuală a fiecărui mineral greu în cadrul unei asociații mineralogice constituie informații prețioase în stabilirea originii și gradului de prelucrare a sedimentului. De exemplu, zirconul, turmalina și rutilul sunt foarte răspândite în nisipuri. Dacă însă aceste trei minerale domină cantitativ în fracția grea, atunci aproape sigur acel nisip a rezultat din dezagregarea unui arenit, în special dacă granulele prezintă urme clare de abraziune. În unele aluviuni fluviale și deltaice sau în sedimentele de plajă poate avea loc o concentrare a mineralelor grele. Aceste acumulări de minerale grele, numite **placers-uri**, pot prezenta importanță economică (ilmenit, rutil, zircon, monazit, magnetit, aur, platină etc.).

VL3. Sistematică și petrografie

Criteriul de ordinul I utilizat în sistematica depozitelor epiclastice este cel dimensional, separându-se astfel patru grupe granulometrice: ruditele, arenitele, siltitele și lutitele (subcap. V.1). Am menționat deja că lutitele formează o clasă aparte de depozite sedimentare, separată pe criteriul mineralogic. În cadrul fiecărei grupe se deosebesc depozite mobile - sedimentele detritice - și depozite consolidate - rocile detritice.

VL3.1. Ruditele (psefitele)

Depozitele ruditice sunt constituite, teoretic, din claste de dimensiuni mai mari de 2mm, numite și galeți. În practică, un depozit detritic este considerat ruditic dacă proporția de galeți depășește 25% din volum (fig. VI.3).

pletriș	pletriș nisipos	nisip plotos	nisip	
100 pletriș 0 nisip	50 50	25 75	10 90	0% 100%

Fig. VI.3. Clasificarea unui amestec de nisip și pletriș. Rocile echivalente sunt conglomerate, conglomerate grezoase, gresii conglomeratice și gresii.

Galeții constituie fragmente de roci de diverse naturi petrografice care reflectă constituția ariei sursă. În general, sortarea petrografică a galeților este realizată de un transport îndelungat în urma căruia cei cu conținut ridicat în cuarț predomină cantitativ (fragmente de roci magmatice acide, gnaise, cuarțite, silicolite, filoane de cuarț). Acești galeți bogați în cuarț sunt foarte rezistenți la alterarea chimică și dezagregare astfel încât ei tind să fie reciclați în timp geologic de la un conglomerat la altul, suferind ușoare modificări în sensul scăderii dimensiunilor și a creșterii gradului de rotunjire.

Matricea rocilor ruditice este, cel mai adesea, constituită din material arenito-siltic (depozite fluviatile) sau silto-argilos (depozite glaciare). Matricea formată din material acumulat sincron cu clastele se numește *protomatrice*. La adâncimi de îngropare de peste 1500 m, unii constituenți ai litoclastelor (feldspați, amfiboli, mice) devin instabili în prezența soluțiilor interstițiale și sunt afectați de reacții de alterare. Prin urmare, la materialul sindepozițional al matricei se vor adăuga și mineralele argiloase și cloritele rezultate în urma reacțiilor de alterare. Această nouă matrice se numește *epimatrice*.

DEPOZITE EPICLASTICE

În sistematica depozitelor ruditice se utilizează mai multe criterii.

1. Criteriul morfometric:

<i>sedimente</i>	<i>roci</i>	<i>morfometrie</i>
pietriș	conglomerate	galeți rotunjiți
bolovăniș	brecii	galeți angulari

2. Criteriul cantitativ al raportului galeți/matrice:

- ortoconglomerate, ortobrecii - predomină galeții („grain supported”);
- paraconglomerate, parabrecii - predomină matricea („matrix-supported”).

3. Criteriul mineralogic:

- rudite oligomictice – conțin claste monominerale sau de aceeași natură petrografică (ex.: conglomerate cuarțoase);
- rudite polimictice – conțin galeți de diverse naturi minerale și petrografice.

4. Criteriul genetic:

a. în funcție de sistemul depozițional:

- rudite fluviatile;
- rudite deltaice;
- rudite litorale;
- rudite glaciare.

b. în funcție de momentul depunerii în raport cu oscilațiile de nivel ale apei în bazin:

- rudite de transgresiune;
- rudite de regresiune.

c. după originea materialului:

- rudite extraformaționale;
- rudite intraformaționale.

VI.3.2. Arenitele (psamitele)

Arenitele reprezintă sedimente și roci constituite în principal din claste cu dimensiuni cuprinse între 0,063 și 2 mm. În mod practic, încadrarea unui sediment sau a unei roci detritice în categoria arenit se face dacă raportul *claste arenitice/claste ruditice* este mai mare de 3, iar raportul *claste arenitice/claste siltice* este mai mare de 1. În arenitele mai grosiere, clastele reprezintă atât litoclaste cât și granoclaste însă aproape în toate cazurile cuarțul este mineralul dominant (ne referim doar la claste, nu și la matrice). În arenitele mai fine, granoclastele de cuarț sunt preponderente cantitativ. Liantul din arenitele consolidate poate fi reprezentat prin matrice argiloasă, argilo-silică, argilo-cloritoasă sau prin ciment.

Sedimentele arenitice sunt reprezentate prin nisipuri. Rocile arenitice, în

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

funcție de cantitatea procentuală de matrice, sunt reprezentate prin arenite propriu-zise și graywacke (sau simplu, wacke). Termenul *gresie* (engl. = „sandstone”) are o semnificație generală și se referă atât la arenitele propriu-zise cât și la wacke.

În sistematica nisipurilor se utilizează următoarele criterii:

1. Criteriul mineralogic:

- nisipuri oligomictice;
- nisipuri polimictice.

2. Criteriul raportului cantitativ cuarț/feldspați/litoclaste – Q/F/L:

- nisipuri cuarțoase – $Q > 90\%$;
- nisipuri cuarțo-feldspatice – $Q > 75\%$, $F > L$;
- nisipuri cuarțo-litice – $Q > 75\%$, $L > F$;
- nisipuri feldspatice – $F/(F+L) > 90\%$, $F+L > 25\%$;
- nisipuri litice – $L/(F+L) > 90\%$, $F+L > 25\%$;
- nisipuri feldspato-litice – $50\% < F/(F+L) < 90\%$, $F+L > 25\%$;
- nisipuri lito-feldspatice – $50\% < L/(F+L) < 90\%$, $F+L > 25\%$.

3. Criteriul genetic:

- nisipuri fluviatile;
- nisipuri deltaice;
- nisipuri litorale;
- nisipuri de șelf;
- nisipuri deșertice.

Nisipurile fluviatile și deltaice reprezintă depozite imature sau moderat mature, polimictice și conțin în cantitate mare material aleuritic. Nisipurile litorale au o sortare¹ în general bună și conțin întotdeauna bioclaste, uneori în cantitate mare. Nisipurile de șelf au sortare foarte bună, materialul siltic lipsește iar constituenții autigeni (glauconit, carbonați, silice) sunt frecvenți. Valoarea raportului *granule rotunjite/granule angulare* tinde spre 1. Nisipurile deșertice prezintă sortare foarte bună și conținut ridicat în material pelitic, fiind bimodale.

Arenitele consolidate se clasifică în funcție de aceleași criterii utilizate în sistematica nisipurilor. În plus, am menționat deja separarea celor două subgrupe de arenite consolidate în funcție de raportul granule/matrice. Ne vom referi doar la criteriul raportului cantitativ *Q/F/L*. Există mai multe scheme de clasificare, cu diferențe cantitative și de nomenclatură mai mult sau mai puțin semnificative. Nici una din clasificări nu este universal utilizată, însă clasificările propuse de Folk (1968) și Pettijohn et al. (1973) sunt, cel puțin în literatura de specialitate românească, mai frecvent utilizate. Clasificarea lui Folk este redată în figura VI.4

¹ Amintim că prin grad de sortare a unui depozit detritic se înțelege gradul de dispersare (sau de concentrare) dimensională a granulelor în jurul valorii dimensionale medii. Cu cât clastele au dimensiuni mai apropiate cu atât gradul de sortare este mai bun. Scalăr, este reprezentat prin valoarea σ .

DEPOZITE EPICLASTICE

iar cea elaborată de Pettijohn et al., în figura VI.5.

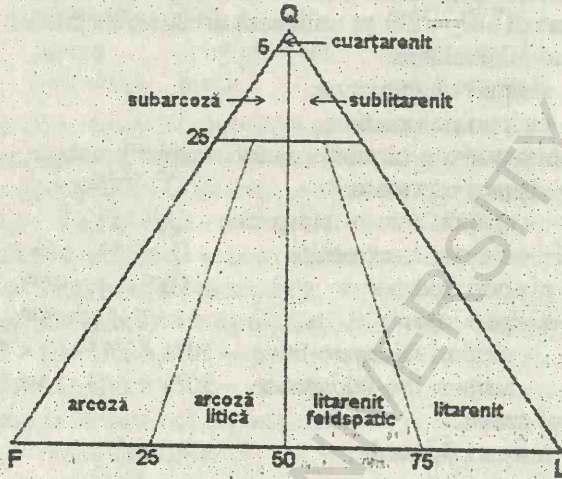


Fig. VI.4. Clasificarea gresiiilor după Folk (1968)

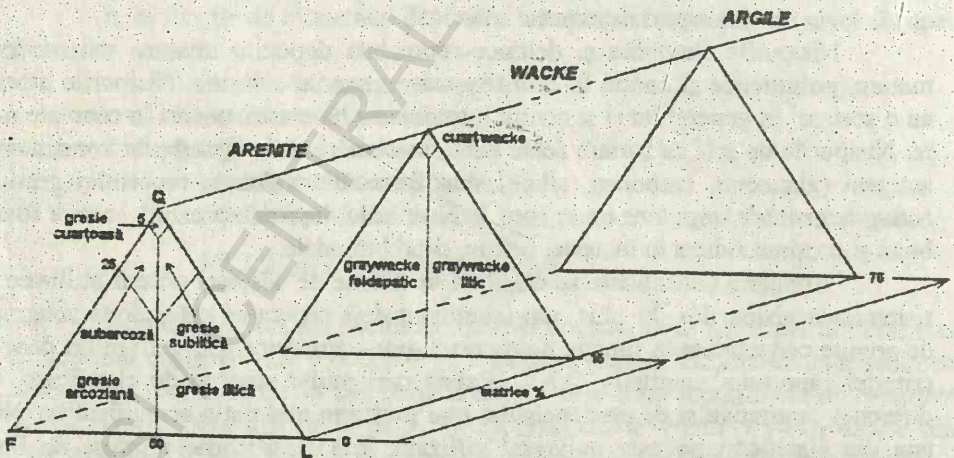


Fig. VI.5. Clasificarea arenitelor după Pettijohn et al. (1973) (din Anastasiu, 1988b).

O problemă care necesită unele precizări este cea a utilizării termenului „gresie cuarțoasă”. Acesta a fost și încă mai este utilizat cu sensuri diferite. Un prim sens, având la bază clasificarea lui Pettijohn et al. (1973) este acela de arenit

s.s. cu peste 95% cuarț (din totalul elementelor figurate). Al doilea sens este unul general, de rocă arenitică bogată în cuarț și silice, incluzând cuarțarenitele (gresiile cuarțoase după Pettijohn) și cuarțwackele (Greensmith, 1989; Grasu et al., 1995; 1996; 1999).

Cuarțarenitele sunt, în general, tipice zonelor de șelf din bazine cu rată scăzută de sedimentare (bazine cratonice sau de margine continentală pasivă), au un conținut în cuarț de peste 95% și ciment și/sau matrice fin granulară în cantitate foarte mică. Sunt roci mature cu caracter policiclic (granoclastele de cuarț provin în majoritate tot dintr-o gresie). Formează depozite cu grosime relativ mică, gradul de sortare este foarte bun iar granoclastele rotunjite predomină net asupra celor angulare sau subangulare. Cimentul poate fi silicios (calcedonie, cuarț de supracreștere), calcitic, feruginos sau glauconitic. Se asociază frecvent cu calcare sau dolomite. Unele cuarțarenite au caracter bimodal, explicat prin natura eoliană a sedimentului inițial (ex.: gresia de Kliwa, Oligocen, flișul carpatic). În zonele de șelf afectate de curenții de apă caldă, simultan cu nisipul fin se acumulează și a mare cantitate de bioclaste carbonatice care vor constitui sursa pentru cimentul calcitic rezultat în urma diagenzei. Cantitatea de ciment poate ajunge la 40-50% din volumul rocii, astfel încât caracteristicile texturale devin atipice pentru cuarțarenite. Pentru aceste roci a fost sugerat termenul „gresie calcaroasă” (Greensmith, 1989) însă dacă avem în vedere criteriile de sistematică a rocilor de tranziție, acest termen este prea general, indicând o rocă de tranziție dintre arenite (în sens larg) și calcare. Considerăm că este mai adecvat termenul cuarțarenit calcaros. Cuarțwackele se deosebesc de cuarțarenite prin prezența matricei în cantitate mare (cel puțin 15%) și, frecvent, prin participarea procentuală ridicată a granoclastelor angulare de cuarț.

Arcozele și subarcozele conțin în cantități apreciable feldspați. Sursa sedimentului inițial este reprezentată de roci acide, de tipul granitelor și gnaiselor ortoclazice. Feldspatul, cel mai adesea potasic (ortoclaz, microclin), poate ajunge până la 50% sau chiar mai mult din volumul rocii. Cimentul este frecvent calcitic. Sunt roci cu maturitate mai redusă și cu grad de sortare mai slab decât cuarțarenitele. Se asociază cu argilele, deoarece acestea determină caracterul bazic al soluțiilor interstițiale din nisipurile feldspatice intercalate și astfel împiedică alterarea diagenetică a feldspaților (în cazul unor soluții interstițiale acide, feldspații sunt alterați, cu formare de minerale argiloase ce vor intra în alcătuirea epimatricei). Graywackele (wackele) feldspatice conțin matrice în cantitate mare (peste 15%) iar feldspatul este, cel mai adesea, un plagioclaz.

La noi în țară, arcozele formează nivele reper în flișul carpatic (ex.: gresia de Șotriș).

Litarenitele și sublitenitele se caracterizează prin prezența în cantități ridicate a litoclastelor de diverse naturi petrografice. Sunt roci slab mature, cu grad

de sortare mediu la slab și formează depozite detritice de grosime mare. Se asociază frecvent cu argile și argile calcaroase, constituind structuri ritmice. Prezența litoclastelor în cantitate mare și gradul de sortare redus denotă un transport scurt. Gresia de Tarcău este un exemplu clasic de litarenit de la noi din țară.

În afară de tipurile petrografice descrise mai sus, în literatura de specialitate se mai utilizează diverse denumiri care desemnează varietăți de arenite: gresii feruginoase, gresii micacee, gresii glauconitice etc.

Între arenite pe de o parte și calcare, fosforite și roci piroclastice pe de altă parte, există termeni de tranziție: gresii calcaroase, gresii fosfatice, gresii tufacee. Gresiiile cu conținut mai ridicat de material argilos nu se numesc gresii argiloase ci gresii cu matrice argiloasă (eventual wacke). O problemă mai complicată este cea a gresiilor fine ce conțin silice organogenă. În mod normal s-ar putea utiliza termenul gresie silicolitică însă este extrem de dificil de separat silicea organogenă de silicea redistribuită în timpul diagenzei și care provine din dizolvarea cuarțului (dizolvare sub presiune, dizolvare în mediu puternic alcalin și dizolvare la contacte stilolitice).

VI.3.3 Siltitele (aleurite)

Reprezintă depozite sedimentare constituite din claste cu dimensiuni cuprinse între 4 și 63 μm . Conțin întotdeauna și o anumită cantitate de claste arenitice și material argilos. Clastele de dimensiuni siltice sunt aproape exclusiv reprezentate prin granoclaste de cuarț, feldspat, miche (în special muscovit) și minerale grele. Raportul cuarț/feldspat este variabil, însă cuarțul și feldspatul constituie întotdeauna componenții principali. Conținutul de minerale grele este redus însă oferă, cel mai adesea, informații prețioase privind sursa materialului. Principalul mineral autigen din depozitele consolidate este calcitul. Depozitele mobile sunt siltul și loessul iar rocile sunt numite siltite sau aleurolite.

Loessul reprezintă un sediment siltic eolian, de vârstă pleistocenă, care acoperă suprafețe întinse din diverse regiuni ale globului (5 până la 10% din suprafața uscatului). Dimensiunile granoclastelor variază între 20 și 40 μm , iar suprafața acestora este mată și rugoasă. Loessul constituie un depozit nestratificat, foarte poros, cu o coeziune uneori destul de ridicată chiar dacă este necimentat și frecvent are culoarea galbenă. Conține în cantitate ridicată calcit, în general fiind localizat spre partea superioară sub formă de concrețiuni cu morfologie oarecare, numite „păpuși de loess”. În Europa și America de Nord, cea mai mare parte a loessului provine din zone glaciare și s-a acumulat în condiții de climă rece și relativ aridă, nu departe de ghețarii pleistoceni. O altă sursă o reprezintă regiunile deșertice. De exemplu, loessul din Rusia și China, care acoperă suprafețe întinse și prezintă grosimi ce pot depăși 300m, s-a format prin depunerea prafului (silt) transportat din zonele deșertice ale Asiei. Conține intercalații de cenușă vulcanică.

și soluri fosile.

Siltitele seamănă macroscopic cu gresiile fine, argilele sau chiar cu marnele. Formează intercalații în depozitele de fliș, constituind fie strate independente, fie partea superioară granoclasată a gresiilor și calcarelor grezoase din baza ritmurilor. În flișul carpatic, Grasu et al. (1988, 1995, 1996, 1999) descrie cuarțsiltite, siltite cuarțolitice și siltite, frecvent calcaroase, argiloase sau silicolitice.

Pentru încadrarea unui sediment ce conține cantități variabile de material arenitic, siltic și argilos la una din categoriile granulometrice respective, se utilizează diverse diagrame ternare de clasificare. Cele mai folosite sunt cele prezentate în figurile VI.6 și VI.7.

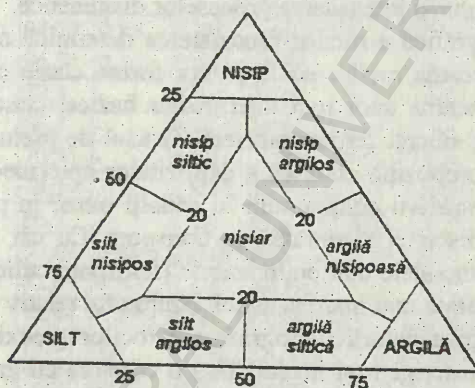


fig. VI.6. Diagrama ternară de clasificare granulometrică a nisipului, siltului și argilei (Shepard, 1954).

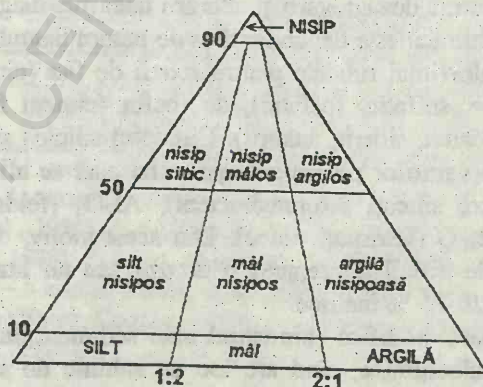


Fig. VI.7. Diagrama ternară de clasificare granulometrică a nisipului, siltului și argilei (Folk, 1968).

VL4. Petrochimia depozitelor detritice

Chimismul depozitelor siliciclastice, deși foarte variabil, prezintă două trăsături definitorii. În primul rând, conținutul în SiO_2 este întotdeauna mai mare de 60%. În al doilea rând, cu excepția Al_2O_3 care poate depăși 15%, toți ceilalți oxizi prezintă valori de ordinul procentelor. Valori apropiate de 10% sau mai mari ale oxizilor de Fe, Mg și Ca sunt caracteristice numai pentru depozitele mixte.

Compoziția chimică a depozitelor detritice, reflectând compoziția mineralogică a acestora, este influențată de:

- natura petrografică a rocilor preexistente;
- gradul de prelucrare a sedimentului;
- natura liantului și intensitatea proceselor diagenetice.

Natura petrografică a rocilor preexistente determină compoziția mineralogică a clastelor. Pe seama rocilor acide se vor forma claste cu conținut ridicat în cuarț în timp ce pe seama unor roci intermediar bazice, clastele vor fi bogate în feldspați și, eventual, silicați feromagnezieni. Gradul de prelucrare a sedimentului inițial influențează compoziția chimică a depozitelor epiclastice în sensul creșterii cantității de SiO_2 și scăderii conținutului în ceilalți oxizi, în principal cei alcalini, pe măsura creșterii distanței și duratei de transport. Cu cât transportul este mai îndelungat, cu atât mineralele mai puțin stabile (feldspați, silicați feromagnezieni) sunt înlăturate în cantitate mai mare și astfel, conținutul relativ de cuarț va crește. O încercare de apreciere a naturii petrografice a rocilor preexistente în funcție de chimismul depozitului terigen (și invers) fără o corelare cu gradul de prelucrare a sedimentului este total eronată. În acest sens, un sediment care prezintă un grad ridicat de prelucrare și s-a format pe seama unei roci magmatice intermediare, are o compoziție chimică similară cu cea a unui sediment cu grad de prelucrare redus, dar care a provenit în urma dezagregării și alterării unei roci magmatice acide.

Compoziția chimică este dependentă și de natura liantului. Prezența cimentului va determina valori mai ridicate pentru oxizii de fier (ciment feruginos), de calciu (ciment calcitic, sulfatic, fosfatic), de fosfor (ciment fosfatic) și de CO_2 (ciment carbonatic – calcit, siderit, ankerit). Cimentul silicios și matricea argiloasă determină creșteri ale valorilor pentru aceiași oxizi care se află și în claste: SiO_2 (cuarț, feldspați, mice, silicați feromagnezieni), Al_2O_3 (feldspați, mice), Na_2O (feldspați, sericit) și K_2O (feldspați, mice). Din acest motiv, din punct de vedere chimic este extrem de dificil de separat o arcoză sau un litarenit de un wacke feldspatic sau litic cu 20-25 % matrice.

Diageneza poate modifica chimismul unui sediment numai în cazul desfășurării unor procese alochimice, când are loc un schimb de substanță mediat de soluțiile interstițiale. De fapt este vorba de metasomatismul diagenetic care poate afecta și sedimentele terigene dacă sistemul hidrolic este deschis, adică dacă

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

soluțiile interstițiale circulă prin sedimentul respectiv, asigurând transferul de substanță.

Așa cum am mai menționat, principalul oxid – SiO_2 , poate avea valori cuprinse între 60% în sedimentele și rocile imature și peste 95% în nisipuri cuarțoase și cuarțarenite (tabelul VI.1). Pentru arcoze, litarenite și wacke, conținutul de SiO_2 este variabil.

Tabelul VI.1

Compoziția chimică a principalelor sedimente și roci detritice.

Proba		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	Cuarțarenite	95,29	0,16	1,99	0,87	-	0,20	0,71	0,21	0,17
2		95,4	-	1,1	0,4	0,2	0,1	1,6	0,1	0,2
3		94,22	0,25	2,50	0,93	-	0,15	0,36	0,19	0,59
4	Nisip cuarțos	96,71	0,10	0,86	1,36	-	0,13	0,02	0,11	0,13
5	Arcoze	77,1	-	8,7	1,5	0,7	0,5	2,7	1,5	2,8
6	Litarenite	66,1	-	8,1	3,8	1,4	2,4	6,2	0,9	1,3
7		70,31	-	13,81	2,78	-	1,12	4,36	1,56	0,93
8	Sublitarenite	74,14	-	15,33	2,71	-	0,86	1,87	1,27	1,45
9	Graywacke	66,7	-	13,5	1,6	3,5	2,1	2,5	2,9	2,0
10		69,64	0,48	10,49	3,44	-	1,83	5,39	1,33	1,25
11	Arenite și wacke litice și litofeldspatice	82,01	0,42	7,84	4,71	-	0,88	1,96	1,60	1,00
12		78,47	0,60	9,46	3,92	-	0,88	3,55	2,07	0,60
13		78,01	0,87	12,72	3,72	-	0,74	1,18	1,78	1,07
14		77,21	0,35	5,86	2,01	-	0,57	10,28	1,65	1,55
15		76,99	0,55	8,69	2,80	-	1,55	5,61	2,43	0,97
16		76,80	0,59	10,42	3,95	-	0,95	3,70	2,41	0,73
17		70,65	0,55	11,26	2,42	-	1,91	7,79	3,30	1,57
18		68,15	0,67	16,76	6,32	-	2,11	1,53	1,59	2,62
19		66,36	0,31	6,05	7,35	-	1,92	13,52	3,83	0,53
20	Loess	71,0	-	11,3	4,4	-	0,99	0,67	1,1	2,3
21	Silt argilos	57,07	0,66	15,34	-	8,29	2,63	1,40	2,42	1,42
22		52,06	0,98	17,26	8,74	-	2,29	5,53	0,94	2,07

1 – gresia de Kliwa, 51 analize (Grasu et al., 1988); 2 – 20 analize (Blatt, din Anastasiu, 1988); 3 – gresia de Lucăcești, 3 analize (Grasu et al., 1988); 4 – 2 analize (Matei et al., 1986, din Gras et al., 1988); 5 – 32 analize (Blatt, din Anastasiu, 1988); 6 – 20 analize (Blatt, din Anastasiu, 1988); 7, 8 – 1 analiză (Grasu et al., 1996); 9 – 61 analize (Blatt, din Anastasiu, 1988); 10 – 5 analize (Grasu et al., 1988; 1996); 11-19 – 1 analiză (Grasu et al., 1988); 20 – 7 analize (Ebens, Connor, 1980); 21 – 1 analiză (Plank, Langmuir, 1998); 22 – 1 analiză (Grasu et al., 1999).

Doar ca o apreciere cu totul generală, se poate spune că arcozele prezintă conținuturi mai ridicate, de 75-85% SiO_2 , în timp ce wackele prezintă în general

DEPOZITE EPICLASTICE

valori mai scăzute, de 60-70%. În particular, există de exemplu ortowacke cu conținut ridicat de litoclaste cuarțoase și arcoze cu conținut ridicat de feldspați. Chimismul acestora este similar.

Variația mare a compoziției mineralogice a clastelor și variația cantitativă a matricei și cimentului determină apariția variației chimismului la același tip petrografic și similitudini chimice între tipuri petrografice diferite. În acest sens, proba 10 (tabelul VI.1) care este de fapt media a 5 analize de wacke (tipul petrografic fiind definit după compoziția mineralogică - Grasu et al., 1988), se proiectează în diagrama de clasificare chimică din figura VI.8 în apropierea câmpului litarenitelor. În schimb, probele 7 - litarenit și 8 - sublarenit, se proiectează în apropierea câmpului graywackelor.

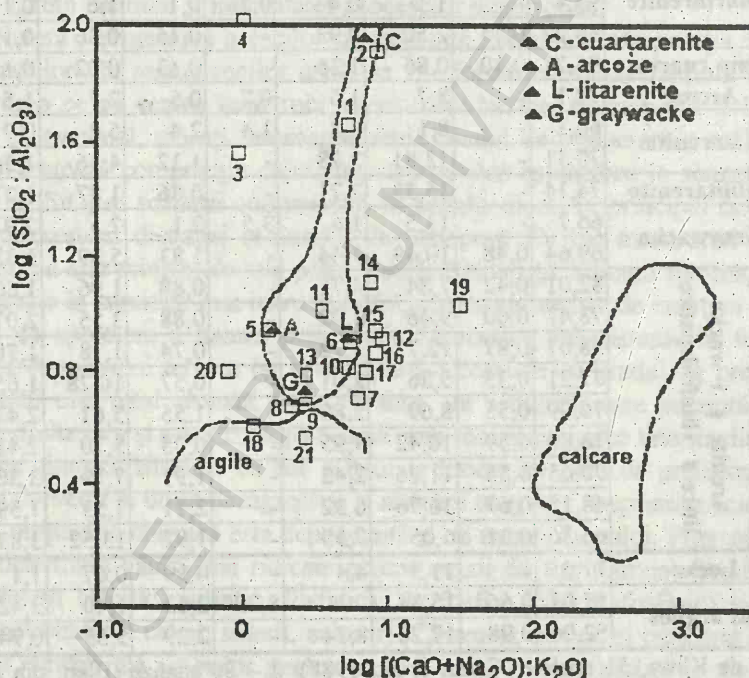


Fig. VI.8. Proiecția unor probe individuale și medii de nisipuri, siltite, arenite și wacke în diagrama $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) : \log (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$ (Garrels, Mackenzie, 1971).

Situații asemănătoare se observă și în cazul utilizării diagramei de clasificare chimică (fig. VI.9) propusă de Pettijohn et al. (1973).

Oxidul de aluminiu este al doilea oxid ca participare procentuală (cu excepția rocilor mixte). Valorile procentuale variază între aproximativ 1-2% în

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

nisipuri cuarțoase și cuarțarenite și aproape 20%, în paragrafwacke. În mod obișnuit, conținutul de Al_2O_3 din arenite variază între 5 și 10%. Este datorat în principal feldspaților, micelor, cloritelor și mineralelor argiloase și numai subordonat unor minerale grele cum sunt amfibolii, turmalina și altele. În wacke, conținutul de Al_2O_3 este de regulă mai mare de 10% și provine din aceleași minerale însă în primul rând trebuie menționate mineralele argiloase ce alcătuiesc matricea.

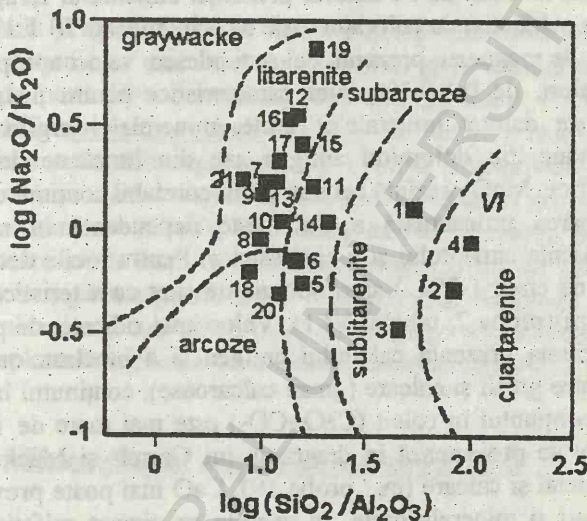


Fig. VI.9. Proiecția unor probe individuale și medii de nisipuri, siltite, arenite și wacke în diagrama $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} : \log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijohn et al., 1973).

Conținutul în TiO_2 al depozitelor detritice este situat în mod constant sub 1%. Întotdeauna provine din minerale grele cum sunt rutilul, anatazul, brookitul, ilmenitul, titanitul, biotitul, amfibolii și altele. Conținuturi de ordinul procentelor sunt întâlnite numai în cazul placersurilor (concentrații de ilmenit, titanomagnetit).

Oxizii de fier prezintă un spectru mai larg de valori din mai multe motive. În primul rând sunt constituenți principali în silicații feromagnezieni (piroxeni, amfiboli, biotit, clorite). În al doilea rând, pot constitui cimentul unor arenite (hematit, goethit, siderit, ankerit), caz în care poate fi vorba de o remobilizare sau de o introducere de substanță din afara depozitului respectiv. De asemenea, se pot prezenta sub formă de particule (claste) individuale (magnetit, hematit, goethit), constituind un component al materialului terigen. Conținutul în oxizi de fier este, în general, de aproximativ 2%. Valori mai scăzute sau mai ridicate sunt întâlnite la toate tipurile petrografice, astfel încât nu putem să diferențiem rocile detritice din

acest punct de vedere. Raportul $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ este și el variabil și reflectă atât gradul de prelucrare a sedimentului cât și condițiile Eh-pH ale mediului de acumulare și ale soluțiilor interstițiale. Fe_2O_3 predomină în cazul prezenței cimentului hematitic sau goethitic (Eh pozitiv, fig. II.11) în timp ce FeO predomină dacă cimentul este carbonatic (siderit, ankerit). De asemenea, FeO poate predomina și în cazul unor arenite și wacke litice și litofeldspatice dar, în cazul cimentului carbonatic, conținutul de FeO se corelează și cu conținutul de CO_2 . Cel mai frecvent, conținutul ridicat în oxizi de Fe datorat prezenței cimentului feruginos (oxidic sau carbonatic) este evidențiat de colorația roșie a rocii (subcap. III.1.1).

Oxidul de magneziu prezintă, cel mai adesea, valori apropiate de 1%. Cele mai scăzute valori, de 0,1-0,2%, sunt caracteristice pentru nisipuri cuarțoase și cuarțarenite. Este datorat mineralelor grele, mineralelor argiloase și cloritelor. Foarte rar provine din dolomitul autigen sau din litoclaste dolomitice. Pentru depozitele detritice, MgO prezintă cel mai puțin corelabil conținut cu tipul de rocă.

Participarea procentuală a CaO este dependentă în mare măsură de prezența sau absența cimentului și a bioclastelor. Pentru rocile detritice, acest oxid prezintă valori de circa 1-2%. Valori subunitare sunt caracteristice cuarțarenitelor, dar nu obligatorii (proba 2, tabelul VI.1). Valori mai ridicate, de peste 1%, denotă aproape întotdeauna prezența calcitului autigen și a bioclastelor carbonatice. În rocile mixte dintre gresii și calcare (gresii calcaroase), conținutul în CaO depășește 6% deoarece conținutul în calcit ($\text{CaO} + \text{CO}_2$) este mai mare de 10%. Probele de gresii calcaroase se proiectează în diagrama lui Garrels și Mackenzie (1971), în câmpul dintre gresii și calcare (ex.: proba 19). CaO mai poate proveni (cel mult 1-2%) din feldspați și minerale grele. În gresiile cu ciment sulfatic sau fosfatic, o parte din CaO din rocă provine, evident, din gips (anhidrit), respectiv colofan.

Oxizii metalelor alcaline prezintă valori de circa 1-2%. Valorile cele mai scăzute, de 0,1-0,2% sunt specifice cuarțarenitelor iar valorile maxime, de peste 3%, sunt caracteristice arenitelor litice și graywackelor. Cumulat, cei doi oxizi nu depășesc decât rareori 5%. În general, în unele arcoze și graywacke vechi conținutul de Na_2O este mai mare datorită procesului de albitizare a feldspatului potasic din timpul mesogenezei.

Na_2O provine în principal din feldspați și minerale argiloase (montmorillonit sodic, minerale argiloase interstratificate cum ar fi illit-paragonit). În cantități cu totul subordonate provine din minerale grele. K_2O provine din feldspați, miche și minerale argiloase (illit, glauconit).

Conținutul în CO_2 al sedimentelor și rocilor detritice este condiționat de prezența cimentului carbonatic și a bioclastelor. În general, valorile procentuale sunt în jur de 1-2%. Valori mai ridicate, de peste 4% (ceea ce implică peste 10% carbonați), caracterizează rocile mixte: gresii calcaroase, gresii feruginoase (siderit, ankerit).

VII. DEPOZITE ARGILOASE

Sedimentele și rocile argiloase reprezintă depozite constituite preponderent din particule cu dimensiuni mai mici de 0,004mm și în alcătuirea cărora intră în proporție mare, de peste 50% din volum, minerale argiloase. Aceste sedimente și roci sunt încadrate în categoria texturală „*pelite*” dar nu și în categoria depozitelor epiclastice deoarece mineralele argiloase se pot forma și prin precipitare din soluții naturale iar delimitarea clară a depozitelor argiloase terigene de cele formate prin precipitare este extrem de dificilă. Din acest motiv, separarea acestei grupe de depozite sedimentare are la bază criteriul mineralogic și nu cel genetic. În plus, o parte din depozitele argiloase (unele argile caolinitice) se formează prin alterarea *in situ* a unor roci vulcanice și constituie, după criteriul genetic, un depozit rezidual.

Pentru depozitele argiloase se utilizează termenul „argilă”.

VII.1. Mineralogia depozitelor argiloase

Compoziția mineralogică a argilelor este dominată de mineralele argiloase din cele trei grupe: candite, smectite și illite (hidromice). Mai conțin în cantități apreciabile clorite și subordonat, granoclaste de cuarț și feldspat, de dimensiuni lutitice ($\pm$ siltice), materie organică (substanțe bituminoase, hidrocarburi, substanță cărbunoasă), bioclaste (carbonatice, silicioase) și minerale de neoformație.

Canditele sunt reprezentate în principal prin caolinit. Mai rar sunt prezente și dickitul și halloysitul. Canditele nu-și măresc volumul prin adiție de apă și au capacitate de schimb ionic și de adsorbție reduse. Caolinitul este mineralul argilos cu cea mai mare stabilitate termodinamică (25° – 300°C; 1-3kb) datorită faptului că în rețeaua cristalină sunt prezenți doar Al și Si, aceștia formând legături cu un pronunțat caracter covalent.

Smectitele cuprind montmorillonitul, beidelitul și nontronitul. Rețeaua cristalină este expandabilă, modificarea de volum prin adsorbția sau pierderea apei putând atinge 1400%. Capacitatea de adsorbție și de schimb ionic sunt semnificative.

Illitele sunt minerale neexpandabile, cu o compoziție chimică complexă și asemănătoare cu cea a muscovitului sau sericitului. În afară de illit, această grupă

DEPOZITE ARGILOASE

mai cuprinde și glauconitul (în sens strict). Capacitatea de schimb ionic este moderată (10-40meq/100g).

Dintre clorite, predomină termenii cu conținut ridicat în ion feros, acestea având de altfel, o structură constituită dintr-o alternanță de nivele bistratificate (candite) și tristratificate (smectite).

Pe lângă mineralele argiloase individuale, în argile sunt foarte frecvent întâlnite minerale cu structuri mixte, interstratificate, de tipul illit-clorit, illit-caolinit, illit-paragonit, illit-smectit, glauconit-smectit și clorit-smectit. Acestea sunt un rezultat al proceselor de absorbție, adsorbție și schimb ionic care au loc în timpul sedimentării și ulterior, în timpul diagenzei. (Reynolds, 1988; Grasu et al., 1996).

Materialul terigen neargilos este constituit, în principal, din granoclaste de cuarț și feldspat, de dimensiuni pelitice și în mai mică măsură siltice. Cuarțul poate constitui până la 30% din volumul argilelor și este în mare parte de origine eoliană. Feldspații nu reprezintă decât cel mult câteva procente și separarea granoclastelor de cristalele autigene de feldspat este foarte dificilă datorită dimensiunilor reduse.

Mineralele autigene sunt omniprezente și sunt reprezentate prin carbonați, sulfai, sulfuri și oxihidroxizi de fier și mangan.

Calcitul, dolomitul, sideritul și ankeritul sunt frecvenți în argile sub formă de ciment, concrețiuni sau noduli. Cu excepția calcitului și dolomitului care pot precipita și simultan cu acumularea mineralelor argiloase, ceilalți doi carbonați se formează prin precipitare (sau dizolvare-reprecipitare) în timpul diagenzei. Dolomitul este mai rar întâlnit. Prezența lui denotă un mediu de acumulare puternic alcalin, cu $\text{pH} > 9$. Din soluții magneziene cu $\text{pH} < 9$, precipită sepiolitul (fig. II.26). Creșterea cantității de calcit din argile determină apariția termenilor de tranziție spre calcare.

Sulfaii apar sub formă de cristale diseminate, concrețiuni sau cruste la suprafața sau în masa unor argile. Sunt reprezentați prin gips, anhidrit și baritină.

Sulfura de fier cea mai frecventă este pirita și se prezintă sub formă de cristale cubice fine sau noduli (pirită framboidală). Este prezentă în argilele bogate în substanță organică, formate în medii reducătoare. Uneori formează lentile și nivele¹, asociindu-se cu substanță cărbunoasă (ex.: argilele caolinitice de la Medgidia).

Oxihidroxizii de Fe și Mn se prezintă sub formă de cristale sau agregate criptocristaline concreționare, diseminate în masa argilei și pelicule pe suprafața

¹ Șisturile cuprifere permieni – *Kupferschiefer* – cu extindere din Polonia până în nordul Angliei, reprezintă argile cărbunoase metamorfozate (șisturi grafitoase) și conțin multe nivele de sulfuri de Fe, Zn, Pb etc.

mineralelor argiloase. Oxidul feric este foarte frecvent în argile și poate fi de origine terigenă (claste + coloizi), în special în regiunile cu alterare lateritică. Se mai poate forma prin remobilizare diagenetică în urma alterării mineralelor detritice bogate în fier și a materialului vulcanic submarin sau poate precipita din soluții interstițiale.

Bioclastele sunt mai frecvente în argilele formate în mediul marin normal. Sunt reprezentate în principal prin testuri de foraminifere, testuri de radiolari, spiculi de spongieri (argile oceanice) sau frustule de diatomee (argile oceanice și lacustre). Creșterea procentuală a bioclastelor silicioase determină apariția termenilor de tranziție spre depozitele silicioase. Silicea organogenă este remobilizată diagenetic, constituind lentile, concrețiuni sau noduli silicioși.

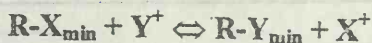
Materia organică este prezentă frecvent și uneori în cantități apreciabile (până la 6% C). Poate fi substanță carbunoasă, bituminoasă sau hidrocarburi. Sursa materiei organice este reprezentată prin coloizii humici și substanța organică vegetală și animală care se acumulează simultan cu mineralele argiloase. Conservarea materiei organice este condiționată de existența unui mediu anoxic.

VII.2. Capacitatea de schimb ionic a mineralelor argiloase

Una dintre cele mai importante proprietăți ale mineralelor argiloase este capacitatea de schimb ionic (engl. = *ion-exchange* sau *base exchange*). Când un mineral argilos (în special montmorillonitul) din sol sau dintr-un sediment ușor calcaros, este în echilibru cu fluidul din pori (soluția interstițială), el absoarbe ionii de Ca^{2+} și devine un mineral argilos calcic. Când ajunge în contact cu o soluție de clorură de sodiu (apa marină), ionii de calciu trec în soluție iar locul lor din rețeaua cristalină este ocupat de ionii de sodiu, formându-se astfel un mineral argilos sodic. Acest fenomen este numit **schimb de baze** (base exchange). Alți cationi implicați în acest schimb sunt magneziul și, în zonele cultivate, potasiul și amoniul (din îngrășăminte).

În sens larg, termenul *schimb ionic* se referă la înlocuirea unui ion dintr-un mineral (legat chimic în rețeaua mineralului) sau adsorbit la suprafața granulei minerale cu altul aflat în soluție. Abilitatea mineralelor de a schimba ioni cu soluția cu care vin în contact, este numită capacitate de schimb ionic. Se exprimă în miliechivalenți (meq) sau echivalenți/100g substanță minerală.

Reacția de schimb între mineralul argilos și soluție poate fi exprimată astfel:



Constanta de echilibru va fi:

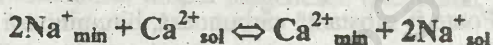
$$K = \frac{a_{Y_{\min}} \cdot a_{X^+}}{a_{X_{\min}} \cdot a_{Y^+}}, \text{ sau } K \cdot \frac{a_{Y^+}}{a_{X^+}} = \frac{a_{Y_{\min}}}{a_{X_{\min}}}$$

Dacă activitățile cationilor în soluție sunt înlocuite cu concentrațiile molare iar activitățile cationilor în mineral cu fracțiile molare, se obține *constanta de selectivitate*:

$$K' \cdot \frac{[Y^+]}{[X^+]} = \frac{X_{Y_{\min}}}{X_{X_{\min}}}$$

Aceasta exprimă afinitatea mineralului argilos pentru cationul Y^+ , comparativ cu cationul X^+ .

În exemplul menționat mai sus, avem:



Constanta de selectivitate va fi:

$$K' \cdot \frac{[Ca^{2+}]}{[Na^+]^2} = \frac{X_{Ca^{2+}}}{X_{Na^+}^2}$$

Dacă considerăm că suma fracțiilor molare ale Na^+ și Ca^{2+} este 1¹, concentrația molară în soluție pentru Na și Ca tot 1, iar constanta de selectivitate K' egală cu unitatea, vom obține $X_{Na} = 0,62$ și $X_{Ca} = 0,38$. Păstrând raportul Ca/Na din soluție același dar scăzând concentrația de 1000 de ori, noile valori vor fi: $X_{Na} = 0,03$ și $X_{Ca} = 0,97$. Cu alte cuvinte, în apele dulci (soluții puternic diluate) mineralele argiloase au un conținut mai ridicat în Ca (în exemplul nostru, $X_{Ca} = 0,97$ și $X_{Na} = 0,03$), iar în bazinele marin-oceanice locul Ca este luat de Na ($X_{Na} = 0,62$ și $X_{Ca} = 0,38$).

Capacitatea de schimb ionic a principalilor filosilicați din argile este redată în tabelul VII.1.

Tabelul VII.1

Capacitatea de schimb ionic a principalilor filosilicați din argile (White, 1999)

Mineral	Capacitate de schimb ionic (meq/100g)
Caolinit	1 – 10
Illit	10 – 40
Smectit	80 – 150
Vermiculit	120 – 200
Clorit	< 10

¹ Suma cationilor din poziția cristalografică X, în unități de formulă cristalochimică este 1.

VII.3. Capacitatea de adsorbție a mineralelor argiloase

Adsorbția poate fi definită ca un proces prin care ionii din soluție sunt legați la suprafața unei particule minerale, în cazul nostru minerale argiloase. Adsorbția este un proces universal însă devine foarte important în cazul sedimentelor foarte fine. La suprafața unei granule minerale (periferia rețelei reticulare) apar sarcini electrice necompensate. La modul general, să considerăm că sarcinile electrice necompensate pe unitatea de suprafață sau sarcina de suprafață este ne. Dacă avem o particulă de formă cubică, cu latura de 1 cm (volumul 1 cm^3), suprafața totală va fi $8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$ iar sarcina de suprafață va fi ne- $8 \cdot 10^{-4}$ (fig. VII.1). Dacă particula respectivă se va dezagrega în particule cubice¹ de dimensiuni pelitice (cu latura de $2 \mu\text{m}$), aceiași cm^3 de material va însemna $75 \cdot 10^9$ particule. Suprafața fiecărei particule va fi $2 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2$ iar suprafața totală a acestor particule va fi 15 m^2 . Sarcina de suprafață va fi ne-15, adică de 18750 de ori mai mare (pentru același volum de material!). Din acest motiv, deși adsorbția se manifestă și în cazul particulelor de dimensiuni ruditice și arenitice, ea devine importantă doar în cazul argilelor.

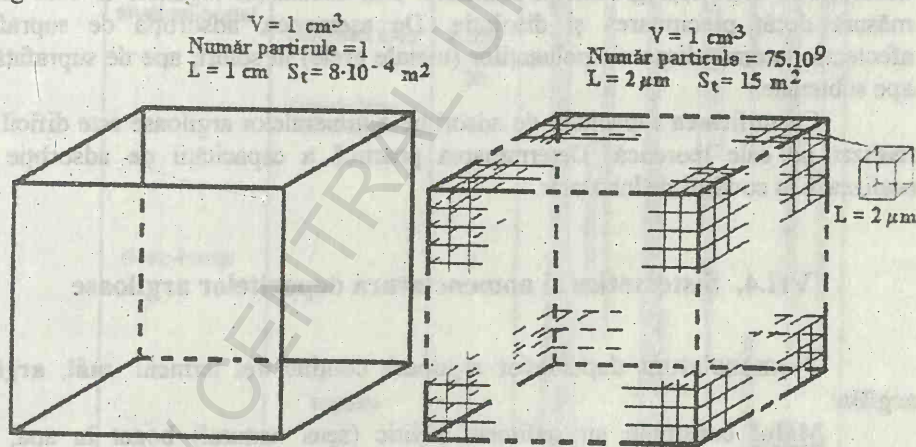


Fig. VII.1. Schiță teoretică privind modificarea suprafeței totale a particulelor de diverse dimensiuni într-un cm^3 de sediment.

În cazul mineralelor argiloase, adsorbția nu se reduce numai la suprafața

¹ Am considerat particule cubice deoarece calculul este mai ușor de realizat și exemplul mai sugestiv. În realitate, forma particulelor se poate aproxima cu un paralelipiped (habitus lamelar), sau trunchi de piramidă (habitus acicular). Rezultatul este același.

externă a particulelor minerale. Cationii cu rază ionică mică pot fi adsorbiți și între planele reticulare, în special în cazul mineralelor argiloase cu rețea expandabilă.

Fenomenul de adsorbție implică trei procese diferite (White, 1999):

1. Formarea complexului de suprafață, adică apariția legăturilor coordinative dintre cationi și liganzi (O^{2-} , OH^-). Considerat izolat, acest proces este asemănător cu formarea complexilor între constituenții disociați într-o soluție.

2. Interacțiunea electrostatică dintre sarcinile electrice de la suprafața granulei minerale și ionii aflați în soluție. Forța electrostatică este efectivă la distanță mult mai mare decât forțele chimice pure și afectează formarea complexului de suprafață.

3. Adsorbția hidrofobă, care afectează unele substanțe organice, în special lipidele. Acestea sunt puternic insolubile în apă datorită naturii lor nepolare, devenind adsorbite la suprafața particulei minerale nu pentru că sunt atrase de aceasta ci mai degrabă pentru că sunt respinse de apă.

Capacitatea de adsorbție a mineralelor argiloase prezintă importanță în cazul unor elemente minore, în special metalele tranzitionale. Concentrația acestora în apele de suprafață și în bazinele marin-oceanice este controlată de adsorbția și desorbția la suprafața granulelor minerale și a substanței organice în mai mare măsură decât precipitarea și disoluția. De asemenea, adsorbția de suprafață afectează puternic dispersia poluanților (metale grele) în soluri, ape de suprafață și ape subterane.

Cuantificarea capacității de adsorbție a mineralelor argiloase este dificil de realizat pe cale teoretică. Determinarea practică a capacității de adsorbție se realizează în condiții de laborator.

VII.4. Sistematica și nomenclatura depozitelor argiloase

Nomenclatura depozitelor argiloase conține trei termeni: **mâl**, **argilă**, **argilite**.

Mâlul constituie un sediment pelitic (sens textural) bogat în apă, cu porozitate foarte ridicată (70-90%) și foarte răspândit în bazinele marin-oceanice și lacustre. Are un conținut variabil în fracțiune argilooasă. Deoarece nu în toate mâlurile predomină mineralele argiloase (ex.: mълuri carbonatice, silicioase), este recomandabil ca în cazul în care fracțiunea argilooasă este dominantă, să se utilizeze termenul **mъл argilos**.

Argila reprezintă fie un depozit rezidual argilos (ex.: argile continentale formate prin alterarea rocilor vulcanice acide), fie o rocă argilooasă mai mult sau mai puțin compactă, stratificată sau masivă și cu porozitate cuprinsă între 7 și 80%.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

În literatura engleză (Greensmith, 1989), termenul argilă – “*clay*” – este utilizat doar pentru depozitul argilos care a suferit o îngropare redusă și care prezintă porozitate ridicată, de 30-80% (fig. VII.2). În cazul argilelor care au suferit îngropări de ordinul miilor de metri, cu porozitate cuprinsă între 7 și 30%, se utilizează doi termeni: “*shale*” pentru argile stratificate și laminate, și “*claystone*” pentru argila masivă. Un alt termen utilizat este cel de “*mudstone*”, însă acesta are o semnificație mult mai generală, desemnând o rocă constituită din particule de dimensiuni pelitice și siltice, și în care nu predomină obligatoriu mineralele argiloase.

Argilitele (engl. = argillite) constituie roci argiloase puternic diagenizate, foarte compacte și cu porozitate sub 7%. Au mai fost denumite șisturi argiloase însă termenul trebuie evitat deoarece ei desemnează un argilit afectat de metamorfism incipient (engl. = slate). În prezența apei nu-și modifică proprietățile.

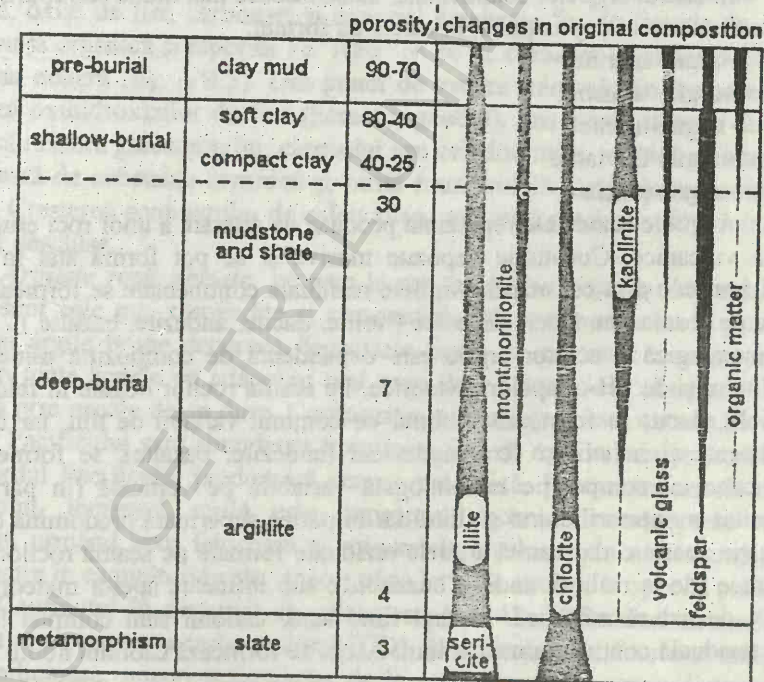


Fig. VII.2. Nomenclatura argilelor în literatura engleză și diferențe compoziționale datorate diagenzei (Greensmith, 1989).

În sistematica argilelor se utilizează criteriile genetic, mineralogic și structural.

DEPOZITE ARGILOASE

După originea mineralelor argiloase, argilele sunt:

- reziduale;
- sedimentate (clastice);
- precipitate;
- diagenetice.

În funcție de criteriul mineralogic, se deosebesc aceleași categorii ca și la depozitele epiclastice, și anume:

- argile oligomictice;
- argile polimictice.

Argilele oligomictice sunt constituite în principal dintr-un singur mineral argilos, deosebindu-se astfel următoarele tipuri:

- argile caolinitice sau *caolinul*¹;
- argile smectice și bentonite;
- argile illitice.

În cadrul argilelor sedimentate, se deosebesc mai multe subtipuri, în funcție de sistemul depozițional în care s-au format:

- argile marine;
- argile lacustre;
- argile lunnice;
- argile fluviatile;
- argile glaciare.

Argilele reziduale reprezintă produse de alterare a unor roci eruptive sau a cenușii vulcanice. Constituie depozite masive și se pot forma atât în domeniul continental cât și în cel marin. Argilele reziduale continentale se formează cel mai adesea pe seama unor roci vulcanice (riolite, dacite, andezite, bazalte)². Compoziția mineralogică a acestor argile este dependentă de compoziția mineralogică a protolitului și de pH-ul apelor meteorice. Pe seama rocilor bogate în feldspat potasic (riolit, dacit) se formează caolinul cu conținut variabil de illit, iar dacă rocile sunt bogate și în silicați feromagnezieni (andezite, bazalte), se formează argile polimictice cu compoziție mineralogică variabilă pe verticală (în partea bazală predomină montmorillonitul și illitul iar în partea superioară predomină caolinul). O situație aparte o reprezintă argilele reziduale formate pe seama rocilor vulcanice andezitice (de la riolit la andezit bazaltoid), sub influența apelor meteorice bogate în CO₂ de natură mofetică. Mediul fiind acid, cationii sunt complet levigați iar argila reziduală conține numai caolinul. Astfel se formează caolinul nobil.

¹ Numele provine de la localitatea Kauling din China, unde argila caolinitică albă a fost exploatată din sec. XI până în 1964, pentru fabricarea ceramicii.

² Nu trebuie confundat procesul de formare a mineralelor argiloase prin alterare chimică cu formarea argilelor. Minerale argiloase se formează pe orice tip de rocă supusă alterării și care conține silicați, însă nu putem vorbi de depozite argiloase decât în anumite situații.

Argilele reziduale marine se formează prin alterarea¹ submarină a rocilor vulcanice și tufurilor, iar compoziția mineralogică este dominată de smectite și silice coloidală. Mai sunt numite bentonite², iar mineralul argilos este reprezentat, cel mai frecvent, de montmorillonit calcic, reflectând de fapt natura bazaltică sau andezitică a materialului parental. Sunt cunoscute însă și bentonite sodice și potasice, acestea conținând, pe lângă montmorillonit, și cristale euhedrale de sanidină și cuarț hexagonal.

În bentonitele nobile (pure), mineralele relict sunt de origine vulcanică evidentă (ex.: zircon euhedral, biotit brun, fragmente de sticlă vulcanică).

Argilele sedimentate sau clastice sunt în general polimictice și conțin cantități variabile (dar subordonate) de material siltic și chiar arenitic, carbonați, sulfati, silice, fosfați, oxihidroxizi de fier, zeoliți etc. Argilele oligomictice sunt foarte rare, prezentându-se sub formă de nivele subțiri sau lentile, cel mai adesea de caolin, în nisipuri.

Culoarea argilelor polimictice este determinată de conținutul în substanță organică, oxizi de fier, carbonați și material epiclastic fin.³ În funcție de conținutul în substanță organică și raportul $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$, culoarea argilelor poate fi roșie, verde sau neagră (fig. VII.3). Din punct de vedere mineralogic, culoarea roșie se datorează oxihidroxizilor de fier (hematit, goethit), cea verde illitului ferifer și în mai mică măsură glauconitului, cloritului sau celadonitului, iar culoarea neagră este determinată de substanța organică și pirită frambooidală. Argilele roz conțin zeoliți (alunit). Creșterea conținutului de calcit și/sau material epiclastic determină apariția culorilor deschise.

Argilele roșii abisale, pe care le-am menționat deja la sistemul bazinelor adânci, sunt cele mai răspândite și caracteristice depozite abisale. În prezent sunt numite și argile brune deoarece depozitele tipice au culoarea brun-ciocolatie. Se găsesc în toate zonele cu adâncimi mai mari de 4,5 km. Sunt plastice în prezența apei însă prin uscare devin dure. Compoziția mineralogică este extrem de variabilă. În sudul Pacificului sunt abundente fragmente fine de roci vulcanice bazine în timp ce în nordul Pacificului predomină cenușa vulcanică. Pentru depozitele din sudul Atlanticului, termenul argilă este impropriu deoarece cuarțul este mineralul dominant, urmând apoi feldspații și mineralele argiloase. În alte situații, argilele brune conțin în cantități ridicate, uneori până la 50%, zeoliți, în special phillipsit.

Conținutul în carbonat de calciu este sub 4%, reflectând acumularea sub limita de compensare a carbonaților (CCD). În schimb, sunt foarte abundente bioclastele silicioase, uneori trecându-se de la argile brune la ooze silicioase (radiolarite, diatomitice). Pe lângă nodulii de mangan, caracteristic este și conținutul de

¹ Alterarea în prezența apei de mare se numește *halmiroliză*.

² Există și bentonite continentale, termenul bentonit având astfel o semnificație mineralogică.

dinți de rechini și oase ale urechilor de balene. Prezența resturilor de organisme aparținând unor specii de rechini dispărute, denotă o rată de acumulare extrem de scăzută în perioada terțiară astfel încât grosimea depozitelor acumulate a fost insuficientă pentru a le îngropa.

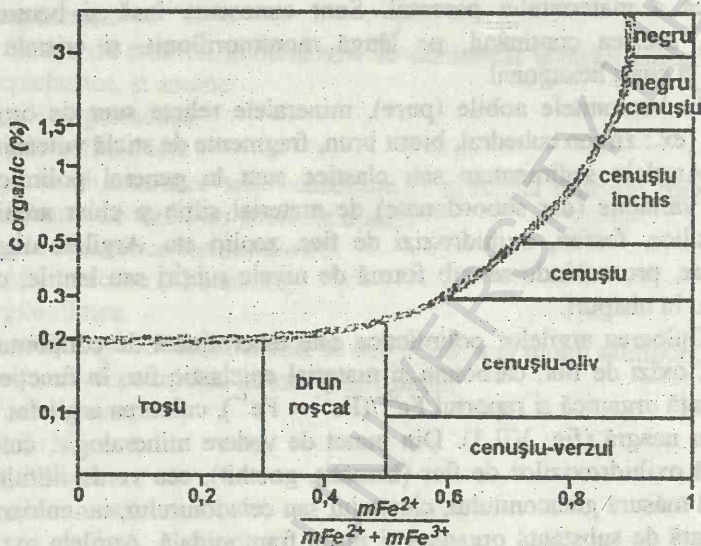


Fig. VII.3. Culoarea argilelor în funcție de conținutul în C organic și raportul $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ (Anastasiu, 1988b; după Potter et al., 1980).

Argilele precipitate se formează prin precipitare chimică iar separarea lor ca entități litologice distincte este extrem de dificil de realizat. Au o răspândire redusă și sunt constituite din montmorillonit.

Argilele diagenetice se formează prin transformarea diagenetică a argilelor clastice sau prin alterarea diagenetică a unor arenite. În general sunt argile oligomictice, smectice sau illitice și sunt frecvente în depozitele vechi, paleozoice.

Depozitele mixte au o răspândire destul de mare. Între argile și rocile carbonatice există următorii termeni de tranziție:

argilă	argilă calcaroasă	marnă	calcar argilos	calcar
0-10%	10-33%	33-66%	66-90%	90-100% $CaCO_3$

În literatura de specialitate se mai utilizează în mod greșit termenii argilă marnoasă în loc de argilă calcaroasă și calcar marnos (marnocalcar) în loc de calcar argilos.

Pentru depozitele mixte argile-silicolite, se utilizează termenii argilă silicolitică și silicolit argilos (porcelanite, cap. IX). Limitele de conținut sunt 10-50-90%. În literatura de specialitate este frecvent utilizat termenul "argilă silicioasă", însă acesta are o semnificație pur mineralogică, definind argila cu conținut ridicat în silice (opal, calcedonie, cuarț). Din acest motiv, unele argile silicioase (cu conținut ridicat în cuarț) sunt de fapt argile nisipoase. Pentru clasificarea depozitelor mixte dintre argilă, calcar și silicolit, se poate utiliza diagrama din figura VII.4, însă cu anumite restricții. Conținutul în silice organogenă sau diagenetică (opal, calcedonie) trebuie determinat separat, prin tratarea probei cu soluție diluată de NaOH (20%). Erorile pot proveni de la faptul că o parte din silicea organogenă s-a transformat în timpul diagenzei în microcuarț. De asemenea, prin dezagregare în soluție alcalină este dizolvată și o mică cantitate de cuarț. Erorile sunt însă acceptabile și diagrama poate fi utilă mai ales în cazul argilelor din flișul carpatic care de multe ori sunt argile silicolitice.

Termenii de tranziție dintre argilă, silt și nisip sunt redați în diagramele din figurile VI.6 și VI.7. Menționăm că sunt frecvente cazurile în care siltitele argiloase sau argilo-nisipoase sunt confundate cu argilele. Astfel, multe argile din Platforma Moldovenească sau din molasa și flișul Carpaților Orientali s-au dovedit a fi siltite argiloase, siltite argilo-nisipoase sau termeni de tranziție cum ar fi argile siltice, argile calcaroase etc. (Idriceanu et al., 1966; 1968; 1970; Grasu et al., 1995; 1996; 1999).

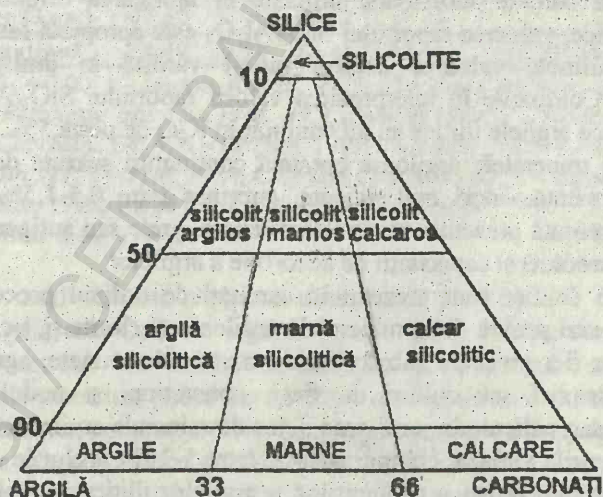


Fig. VII.4. Diagrama de clasificare a depozitelor mixte dintre argile, calcare și silicolite (Scollari și Lille, 1976, cu modificări)

VII.5. Petrochimia argilelor

Compoziția mineralogică extrem de variată a argilelor determină variații semnificative ale compoziției chimice, însă cu anumite particularități impuse de chimismul mineralelor argiloase. În primul rând, conținutul în SiO_2 este cuprins între 50-60% (tab. VII.2). Conținuturile cele mai mici, de 47-48%, caracterizează caolinurile nobile iar conținuturile cele mai ridicate denotă predominarea montmorillonitului dintre mineralele argiloase. În termenii petrografici de tranziție spre calcare și silicolite, conținutul de SiO_2 poate scădea sub 40%, respectiv poate crește la 65-70%. O altă particularitate a argilelor este conținutul ridicat de Al_2O_3 . Conținutul mediu de Al_2O_3 este cuprins între 15-20% pentru argilele polimictice. În caolinurile nobile și în argilele illitice, conținutul de Al_2O_3 poate depăși 35%. Conținuturile cele mai scăzute, de 10-12%, caracterizează argilele smectice bogate în Fe_2O_3 (nontronit) și MgO (saponit). Conținuturi mai scăzute apar și în cazul argilelor calcaroase, însă în acest caz apar conținuturi ridicate de CaO și CO_2 . Bentonitele nobile (montmorillonit + beidellit) au un conținut de Al_2O_3 cuprins între 20-25%. Raportul $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ al argilelor este invers proporțional cu conținutul în candite. Argilele care au valoarea raportului $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mai mică de 1,3 sunt argile de calitate superioară, utilizate în fabricarea ceramicii fine. Pentru argilele smectice, valoarea raportului $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ este apropiată sau mai mare de 2. La argilele illitice, valoarea acestui raport variază în limite largi, nefiind semnificativ. Confuziile în interpretarea valorii raportului $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ pot fi însă evitate deoarece argilele illitice au un conținut în K_2O de peste 5%.

Deși mineralele argiloase prezintă conținuturi scăzute de TiO_2 , în argile acest oxid prezintă valori mai ridicate, cuprinse între 0,5-1,5%. Această "anomalie" este datorată prezenței mineralelor relicte, grele sau autigene de Ti. (titanit, rutil, anataz, brookit) și capacității de adsorbție a argilelor.

Oxizii de fier sunt prezenți în cantități de ordinul procentelor. Pe de o parte, acești oxizi provin de la mineralele argiloase și clorite și, pe de altă parte, de la minerale de fier prezente sub formă de cristale diseminate, agregate criptocristaline (oxihidroxizi sau sulfuri de fier), concrețiuni și noduli (siderit, pirită framboidală) sau pelicule în jurul granulelor de minerale argiloase (oxihidroxizi de fier). Conținuturile variază, cel mai adesea, între 5-10%. Valorile cele mai scăzute, de 1-2%, sunt caracteristice caolinurilor și argilelor illitice iar valorile maxime se întâlnesc la unele argile smectice, bogate în nontronit.

Conținutul de MgO prezintă valori cuprinse între 2-3%. Valorile maxime, care pot depăși uneori 4%, se întâlnesc la argilele montmorillonitice (argile refractare) iar valorile minime, sub 1%, la argilele caolinitice.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Tabelul VII.2

Chimismul principalelor minerale argiloase și a unor argile.

Proba		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
MINERALE ARGILOASE											
1	Caolinit	46,20	0,09	39,20	0,23	-	0,07	0,06	0,09	0,21	
2	Halloysit	44,46	0,15	36,58	0,44	-	0,18	0,19	0,01	0,51	
3	Illit (7% smectit)	51,25	0,17	23,53	2,39	-	3,32	0,59	0,05	7,61	
4	Montmorillonit	56,59	0,06	20,06	3,19	-	3,10	0,68	2,17	0,45	
5	Beidellit	55,80	0,26	28,60	0,41	-	2,03	2,23	0,09	0,48	
6	Nontronit	51,46	0,05	2,20	24,70	-	3,27	1,45	1,06	0,24	
7	Saponit	50,25	0,03	4,44	0,50	-	23,81	1,70	0,76	0,10	
ARGILE											
8	A. pelagice (16 an.)	Media	53,45	0,70	15,07	7,64	-	2,95	3,09	2,93	2,61
		Min.	46,57	0,55	10,03	5,10	-	1,61	0,57	1,25	1,57
		Max.	62,59	0,89	17,99	10,18	-	4,39	7,76*	5,18	3,93
9	A. paleozoice (51 an.)		60,2	0,8	16,4	7,2	2,9	2,3	1,4	1,0	3,6
10	A. triasice (12 an.)	Media	57,11	1,07	19,88	6,14	-	2,21	0,96	2,75	3,66
		Min.	51,92	0,58	16,65	4,77	-	1,43	0,51	2,17	1,82
		Max.	63,65	1,73	22,34	10,28	-	2,99	1,67	3,65	5,66
11	A. cretacee (2 an.)		53,04	-	26,57	6,82	-	2,37	1,66	1,18	2,44
12	A. illitice (3 an.)		47,32	-	40,12	2,61	-	-	-	3,05	7,20
13	A. sarmatiiană		54,40	0,94	17,41	7,93	-	2,20	4,46	0,86	2,47

* - analiză cu CO₂ = 0,00; 1 - Jepson, Rowse, 1975; *Clay and Clay Min.*, 23; 2 - Kerr et al., 1950; *Amer. Petroleum Inst. Res. Proj.*, 49, *Columbia Univ*; 3 - Srodon, Karlinger, 1986; *Clay and Clay Min.*, 34; 4, 6 - Brigatti, 1983; *Clay Min.*, 18; 5 - Heystek, 1963; *Clay and Clay Min.*, 11; 7 - Post, 1984; *Clay and Clay Min.*, 32; 8 - Plank, Langmuir, 1998; 9 - Anastasiu, 1988b (după Clark, 1924); 10 - Jeans et al., 1997; 11, 12 - Grasu et al., 1996; 13 - Grasu et al., 1999;

Un alt oxid al cărui conținut este direct proporțional cu cantitatea de smectite din argilă, este CaO. În argilele caolinitice și illitice, conținutul de CaO este situat frecvent sub 1%. În argilele polimictice, conținutul variază între 1-3% iar în unele argile smectice, poate depăși 5%. Conținuturi mai ridicate de CaO apar și în cazul argilelor cu conținut ridicat în bioclaste sau în calcit autigen. În acest caz apare însă și un conținut ridicat de CO₂. Conținutul ridicat în CaO din unele argile pelagice (și absența CO₂ - tabelul VII.2, proba 8, valoarea maximă) este datorat prezenței în cantitate mare a fragmentelor de minerale relict (cristaloclaste relict) și sticlă vulcanică bazică. Situația este întâlnită și la unele bentonite formate în mediu lacustru (facies dulcicol) pe seama unor tufuri vulcanice.

Na₂O prezintă conținuturi situate între 1-2%. Valorile mai ridicate, de peste

DEPOZITE ARGILOASE

5%, se întâlnesc la argilele montmorillonitice clastice acumulate în medii hipersaline. Valorile cele mai scăzute, sub 0,5%, caracterizează caolinurile nobile. Între Na_2O și $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ există o corelație pozitivă. În argilele siltice în care materialul siltic este bogat în feldspați, conținutul mai ridicat de Na_2O se datorează și plagioclazului. De asemenea, unele argile vechi, intens diagenizate, prezintă un conținut ridicat de albit de neoformație care va determina un conținut mai ridicat de Na_2O chiar pentru unele argile illitice. În general, albitizarea diagenetică afectează argilele intercalate cu arcoze și litarenite (are loc un transfer de Na de la arenite la argile).

K_2O are o participare de 1-3%. Conținuturi mai ridicate în acest oxid sunt caracteristice pentru argilele illitice, valorile variind în mod obișnuit între 5-7%. În general, argilele vechi, paleozoice, au un conținut ridicat de K_2O , de peste 4%, deoarece în timpul diagenezei, la adâncimi mari de îngropare, montmorillonitul devine instabil și se transformă în illit.

Toate argilele se caracterizează printr-un conținut ridicat de H_2O , de peste 10%. În argilele montmorillonitice, la conținutul ridicat în H_2O^+ se adaugă și un conținut ridicat de apă adsorbită (H_2O^-), încât conținutul total de H_2O poate depăși 20%.

Argilele bituminoase se caracterizează printr-un conținut ridicat în elemente minore cum sunt U, Cu, Mo, Pb, V și Zn. Adsorbția acestor elemente de către complexii organici este principala cauză. În acest sens, între conținutul de U și cel de C organic din argilele negre există o corelație pozitivă.

VII.6. Considerații genetice

Argilele se pot forma pe patru căi:

- acumularea particulelor argiloase clastice;
- precipitarea din soluții;
- alterarea subacvatică a unor roci vulcanice sau tufuri;
- reacții de schimb ionic.

În general, separarea argilelor clastice de cele precipitate este extrem de dificilă. În plus, majoritatea depozitelor argiloase conțin atât o fracțiune clastică cât și una precipitată chimic. Argilele formate prin alterare subacvatică au caracteristic prezența unor cristale relict de origine vulcanică (zircon euhedral, fragmente de piroxeni, olivină, sticlă vulcanică etc.). Argilele formate prin reacții de schimb sunt de fapt majoritatea argilelor illitice paleozoice care s-au format tot pe seama unor argile, însă polimictice sau smectice. Illitul s-a format prin transformarea diagenetică (schimb ionic) a montmorillonitului. Procesul mai este numit „transformare

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

prin agardare”, adică formarea unui mineral argilos nou prin adădire de ioni la structura mineralului argilos preexistent. Termenul are o aplicabilitate restrânsă (transformarea caolinit $\rightarrow$ illit) deoarece în transformarea reversibilă illit – montmorillonit nu are loc numai o adădire de cationi ci un schimb de cationi (schimb ionic) între mineralul argilos și soluțiile interstițiale.

Mineralele argiloase se pot forma pe trei căi:

- alterarea silicaților în prezența apei („transformare prin degradare”);
- precipitare din soluții (autogeneză);
- reacții de schimb ionic.

Prin alterare se pot forma aproape toate mineralele argiloase. Caracteristicile fizico-chimice ale apei sunt, ca și natura mineralogică a silicaților supuși alterării și timpul de desfășurare a procesului de alterare, la fel de importante în stabilirea tipului de mineral argilos care se va forma. Formarea mineralelor din grupa canditelor este favorizată în ariile continentale cu precipitații abundente. Apele meteorice fiind bogate în CO_2 , vor avea $\text{pH} < 7$ (mediu acid). Levigarea fiind foarte intensă, cationii de K, Na, Ca și Mg sunt îndepărtați iar Fe este stabilizat prin convertirea în oxid (hidroxid) sau sulfură (funcție de valoarea Eh a apei). În aceste condiții, se formează canditele indiferent de natura petrografică a protolitului (excesul de silice de la silicații feromagnezieni cum ar fi olivina, va fi îndepărtat sau se va păstra sub formă de gel de silice care în timp va trece în opal). În regiunile în care evaporația excede precipitațiile sau viteza de scurgere a apei este foarte redusă, este favorizată formarea montmorillonitului și a illitului. În aceste regiuni, natura petrografică a rocilor preexistente va determina formarea fie a montmorillonitului, fie a illitului. Pe seama rocilor acide, cuarțo-feldspatice, se va forma illitul, în timp ce pe seama rocilor intermediar-bazice se va forma montmorillonitul. În timp, levigarea continuă a cationilor va duce la transformarea lor în caolinit, acesta reprezentând ultima fază de argilizare a unei roci (nu însă și ultima fază de alterare¹, în care este descompus și caolinitul).

Precipitarea din soluții naturale a mineralelor argiloase este sigură doar în privința caolinitului, montmorillonitului și glauconitului. Caolinitul precipită numai în medii acide, în urma reacțiilor de complexare dintre gelurile de silice și hidroxidul de Al. Montmorillonitul precipită în mediu alcalin bogat în silice, Ca, Mg, Fe, Na și în prezența hidroxidului de Al. Illitul nu precipită din soluții naturale deoarece la o concentrație ridicată în K^+ a soluției (necesară formării illitului), pH-ul este foarte ridicat, de peste 9. În aceste condiții, solubilitatea silicei crește brusc și împiedică precipitarea illitului. În schimb, formarea glauconitului prin precipitare în bazinele marine este certă (deși face parte din grupa illitelor,

¹ Ultima fază de alterare corespunde formării depozitelor reziduale aluminosilice (oxihidroxizi de Al), feruginoase (oxihidroxizi de Fe) sau manganoase (oxihidroxizi de Mn).

DEPOZITE ARGILOASE

conținutul de K_2O este mai scăzut decât în illit). Acesta precipită din soluții cu Eh apropiat de 0 ($0 \div -200mV$), fapt ce permite ca în rețeaua mineralului să fie fixați ambii ioni de fier (bivalent și trivalent), și pH cuprins între 7 și 8. În prezent, glauconitul se formează în Oceanul Indian (în lungul coastelor sudice și estice ale Africii și ale coastelor vestice și sudice ale Australiei), Oceanul Atlantic (coasta vestică a Portugaliei, coasta estică a Americii de Nord, între Bahamas și Hatteras) și pe coasta Californiei. Nu formează însă depozite argiloase, fiind un constituenț accesoriu al nisipurilor verzi acumulate în aceste zone.

Prin reacții de schimb ionic se formează illitul și montmorillonitul, unul pe seama altuia sau ambele pe seama caolinitului. De asemenea, transformarea montmorillonitului calcic în montmorillonit sodic constituie tot o reacție de schimb ionic. Caolinitul (+ mica) se formează pe seama montmorillonitului numai la adâncimi mari de îngropare, când condițiile de temperatură și presiune sunt situate la limita cu metamorfismul (formarea micii).

VIII. CALCARE ȘI DOLOMITE

Sedimentele și rocile carbonatice constituie depozite aproape monominerale, reprezintă 10-15% din totalul rocilor sedimentare și se pot asocia cu toate tipurile de depozite sedimentare. Mineralele principale sunt reprezentate de carbonații de calciu și magneziu. Calcarele sunt constituite din carbonat de calciu – calcit și/sau aragonit, iar în dolomite predomină carbonatul de calciu și magneziu – dolomitul.

VIII.1. Mineralogia calcarelor și dolomitelor

Compoziția mineralogică a sedimentelor și rocilor carbonatice este dominată net de cele trei minerale: calcit, aragonit și dolomit. Frațiunea necarbonatică¹ are, cel mai adesea, o participare cu totul subordonată, de câteva procente. Este reprezentată prin material detritic, minerale autigene și bioclaste necarbonatice.

Aragonitul se întâlnește numai în depozitele carbonatice recente și actuale deoarece în timp trece în calcit. În sedimentele actuale de apă puțin adâncă, predomină aragonitul și calcitul magnezian iar în rocile carbonatice vechi, predomină calcitul și dolomitul (fig.VIII.1). Formează testul unor organisme vegetale (alge dasycladacee) și animale (nevertebrate) sau constituie un produs de precipitare chimică (autigen).

Majoritatea bioclastelor sunt constituite fie din aragonit, fie din calcit, excepție făcând cochiliile unor genuri de moluște care conțin atât aragonit cât și calcit. În timpul diagenzei, aragonitul biochimic trece în calcit.

Aragonitul autigen se dezvoltă sub formă de agregate aciculare, columnare, ooidice sau agregate fin granulare (micritice). Precipitarea are loc din ape calde ($20^{\circ} - 30^{\circ}\text{C}$), supersaturate în Ca și CO_2 , cu alcalinitate ridicată și cu concentrație destul de ridicată în ionul sulfat. Apele captive din sedimentele carbonatice, bogate în ionul sulfat, favorizează conservarea aragonitului pe perioade mai lungi de timp decât în condiții normale.

¹ Este numită și reziduu insolubil.

DEPOZITE CARBONATICE

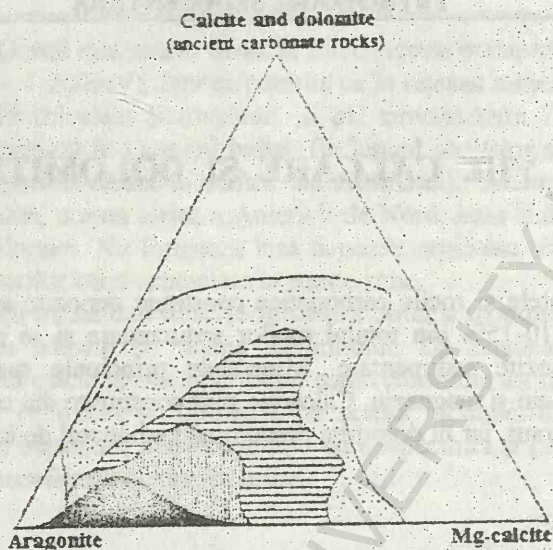


Fig. VIII.1. Diagramă schematică prezentând compoziția mineralogică a sedimentelor calcaroase de apă puțin adâncă. Numărul probelor pe unitatea de suprafață crește crește din câmpul punctat spre câmpul negru (Garrels, Mackenzie. 1971; după Land, 1967).

Calcitul constituie principalul produs de precipitare din rocile carbonatice și în funcție de conținutul în MgCO_3 se prezintă în două forme: calcitul magnezian, cu peste 5% MgCO_3 (engl. = high Mg-calcit sau HMC) și calcitul pur, cu maximum 5% MgCO_3 (engl. = low Mg-calcit sau LMC). Ambele forme de calcit se pot forma prin precipitare biochimică, chimică și chimică bioindusă. Calcitul pur precipită în special în ape mai reci ($T < 10^\circ\text{C}$, fig. II.28) și adânci, în timp ce calcitul magnezian precipită din ape mai calde ($T > 15^\circ\text{C}$) și puțin adânci. În timpul diagenzei, calcitul pur este foarte rezistent la recristalizare în timp ce calcitul magnezian recristalizează cu ușurință (cu formare de calcit $\pm$ dolomit). Din acest motiv, structura internă a bioclastelor constituite din calcit pur se conservă cu ușurință chiar în rocile mai vechi (ex.: bioclastele de trilobiți). Aspectele sub care se individualizează calcitul sunt diverse și sunt prezentate în subcapitolul următor.

Dolomitul este un mineral specific sedimentelor carbonatice și se formează prin precipitare chimică în medii hipersaline, cu $\text{pH} > 9$ și raportul $\text{Mg}/\text{Ca} > 10$. Aceste condiții se întâlnesc în unele lacuri și lagune și se realizează, de obicei, după precipitarea gipsului. Din acest motiv, dolomitele sunt frecvent asociate cu evaporitele. Dolomitul se prezintă sub formă de cristale izometrice, frecvent euhedrale, mai fin sau mai larg cristalizate.

În rocile dolomitice, dolomitul poate avea origine chimică sau poate fi

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

numai diagenetic, caz în care roca inițială, calcaroasă, a fost afectată global de metasomatismul diagenetic (dolomitizarea).

Apare și în calcare, fiind mai frecvent în rocile vechi, intens diagenizate (recristalizarea calcitului magnezian). Astfel, în calcarele paleozoice cu peste 2-3% $MgCO_3$, cristalele rombice de dolomit sunt prezente (fig. VIII.2), în timp ce în calcarele mai noi, cu conținut de $MgCO_3$ uneori depășind 5%, dolomitul lipsește.

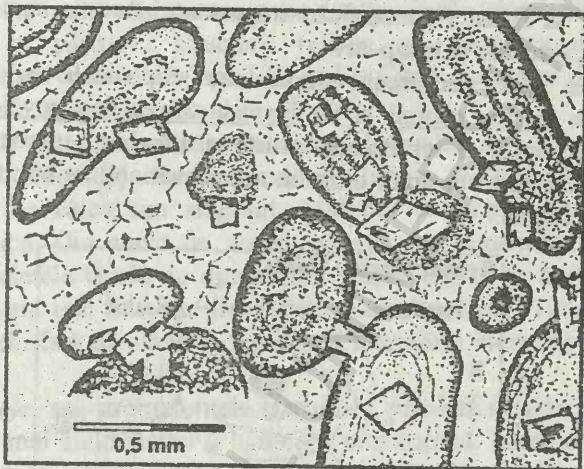


Fig. VIII.2. Cristale euhedrale de dolomit în calcare oolitice devoniene (din Greensmith, 1989).

Alți carbonați întâlniți în rocile carbonatice sunt sideritul și ankeritul. Aceștia sunt întotdeauna diagenetici, rezultați în urma remobilizării diagenetice a fierului.

Fracțiunea necarbonatică este reprezentată prin litoclaste, granoclaste de cuarț, feldspați și miche, minerale argiloase, clorite și minerale autigene cum sunt glauconitul, colofanul, albitul, opalul, pirita etc. Bioclastele necarbonatice sunt de asemenea frecvente și sunt de natură silicioasă. Dintre toți constituenții necarbonatici, cuarțul, mineralele argiloase și opalul au cea mai mare frecvență.

VIII.2. Petrografia sedimentelor și rocilor carbonatice

Deși depozitele carbonatice sunt foarte puțin spectaculoase din punct de vedere al compoziției mineralogice, ele prezintă aspecte texturale nu numai variate dar și caracteristice. Folk a elaborat în 1959 o clasificare a calcarelor, separând două componente texturale: alocheme sau elemente figurate și masa fundamentală

sau ortocheme¹.

Alocheme

Acestea constituie particule carbonatice care au suferit un transport mecanic și cuprind corpusculii carbonatici, clastele carbonatice și bioclastele.

Corpusculii carbonatici s-au format prin precipitare în interiorul bazinului de sedimentare și au putut suferi deplasări pe distanțe scurte, însă fără ca morfologia lor să fi suferit modificări importante. Aceștia sunt reprezentați prin **ooide, peloide, oncoide și lump-uri**.

Ooidele sunt corpusculi sferici sau elipsoidali cu structură internă diferențiată: un **nucleu central** și un **înveliș, cortex sau anvelopă** (fig. VIII.3). Nucleul central poate fi reprezentat printr-un litoclast, granoclast de cuarț sau bioclast. Cortexul este constituit dintr-un număr variabil de lamine concentrice, de dimensiuni micronice.

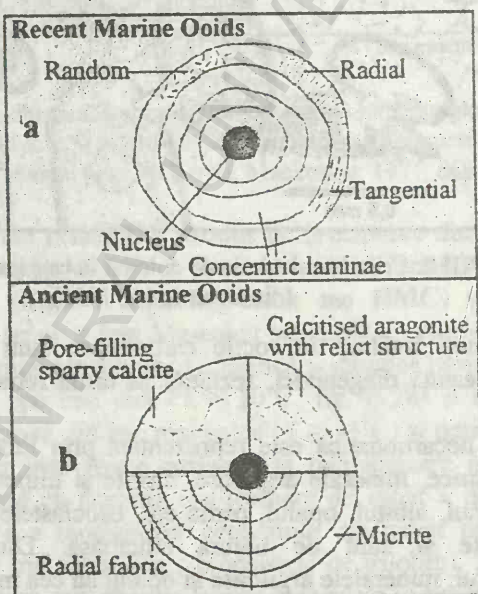


Fig. VIII.3. Tipuri majore de microstructuri în ooide actuale și vechi (din Tucker, Wright, 1990).

Laminele sunt alcătuite din aragonit (ooide recente și actuale) sau calcit, cristalele putând avea o dispunere radială, tangențială sau întâmplătoare (fig.

¹ **Alocheme** = fără legătură cu (străin de) precipitarea chimică; **ortocheme** = format prin precipitare chimică.

VIII.3, a). Dispoziția cristalelor fine în interiorul laminelor are o semnificație genetică. Dispunerea radială sau fibroasă este întâlnită la ooidale formate în medii liniștite, cu energie de bazin scăzută, iar cea tangențială este specifică ooidelor formate în medii cu energie de bazin ridicată (agitatie permanentă a apei). Lipsa unei orientări a cristalelor micronice și submicronice de carbonat este caracteristică, probabil, ooidelor formate în prezența unui mucilagiu algal. În ooidale din rocile mai vechi, poate avea loc trecerea aragonitului în calcit larg cristalizat dar cu păstrarea structurii relict, sau recristalizarea calcitului și ștergerea lăminației cortexului (fig. VIII.3, b). Când diametrul ooidelor este mai mare de 2 mm, ele se numesc pisoidale.

Peloidale sunt corpusculi sferici sau elipsoidali lipsiți de structură internă diferențiată (pseudoooidale). Sunt constituiți dintr-o masă omogenă, cripto sau microcristalină, de calcit sau aragonit. Mai pot conține impurități argiloase și substanță organică. Din punct de vedere genetic, ele constituie pelete fecale sau pelete algale. Peletele fecale au dimensiuni relativ egale, de ordinul milimetrilor. Peletele algale sunt mai fine, cu dimensiuni submilimetrice (100-500 μm), adesea sunt inegale unele față de altele și reprezintă încrustații sferulitice în masa patului algal.

Oncoidale sau stromatolitele sferoidale, prezintă structură complexă, frecvent cu unu sau mai mulți nuclei și lăminație concentrică. Laminele sunt constituite din CaCO_3 și adesea alternează cu lamine constituite din substanță organică și/sau material terigen. Microscopic, se confundă ușor cu lump-urile.

Lump-urile sunt agregate corpusculare cu contur lobat, constituite din două sau mai multe particule carbonatice învelite într-o crustă comună, simplă sau compusă (mai multe lamine concentrice). În timpul diagenizei, lump-urile își pierd individualitatea.

Clastele carbonatice constituie fragmente rezultate în urma unor procese de dezagregare mecanică sau biomecanică și sunt de două tipuri: *intraclaste* și *extraclaste*. Dintre acestea, numai intraclastele sunt considerate alocheme.

Intraclastele reprezintă fragmente intrabazinale de sedimente carbonatice în curs de consolidare, rezultate în urma acțiunii valurilor, curenților sau a organismelor. Sunt angulare iar structura internă este în funcție de natura sedimentelor pe seama cărora s-au format.

Extraclastele sunt litoclaste de natură carbonatică provenite din afara bazinului de sedimentare. Au dimensiuni variabile, arenitice și ruditice (sens granulometric) și se deosebesc de intraclaste prin câteva trăsături (Anastasiu, 1988):

- apar împreună cu fragmente litice și granoclaste necarbonatice;
- uneori prezintă pe suprafață pelicule de oxihidroxizi de fier;
- pot conține bioclaste de vârstă mai veche decât bioclastele sedimentului.

Bioclastele sau particulele scheletale, reprezintă toate părțile de natură

DEPOZITE CARBONATICE

minerală ale organismelor: testuri, schelete, camere, spiculi, teci, plăci etc. Acestea se conservă integral, numindu-se biomorfe, sau sub formă de fragmente rezultate din distrugerea biomorfelor. Bioclastele sunt, în majoritate, intrabazinale, dar pot fi și extrabazinale.

Masa fundamentală

În rocile carbonatice, alochemele sunt prinse într-un liant constituit din aragonit și/sau calcit. În funcție de dimensiunea cristalelor, se separă două tipuri:

- 1) micrit – cristale cu dimensiuni mai mici de 4 μm ;
- 2) sparit – cristale cu dimensiuni mai mari de 4 μm .

Micritul reprezintă de fapt o masă fină, criptocristalină, constituită din cristale anhedrale și subhedrale de aragonit și HCM, și uneori minerale argiloase, substanță organică și nanofosile. Se formează pe mai multe căi:

- precipitarea chimică sau chimică bioindusă;
- dezagregarea mecanică sau biomecanică a alochemelor (detritus carbonatic);
- eliberarea cristalitelor aragonitice din masa aigală, după descompunerea acestora;
- recrystalizarea degradantă a unor corpusculi carbonatici sau bioclaste în timpul diagenizei; în acest caz este denumit micrit secundar, iar ponderea sa în cadrul liantului este nesemnificativă.

Textural, micritul este sinonim cu matricea argilooasă a rocilor epiclastice.

Sparitul este un produs diagenetic, format prin precipitare în spațiul interstițial preexistent (pori și cavități) sau pe seama aragonitului din bioclaste. În calcarele vechi, intens diagenizate, se poate forma și prin recrystalizarea micritului. În general, prin recrystalizarea diagenetică a micritului se formează **microsparitul**, cristalele având dimensiuni cuprinse între 4 și 10 μm (5-15 μm după unii autori). Macroscopic, micritul nu se distinge de microsparit.

Sparitul este sinonim cu cimentul rocilor epiclastice. În general, sparitul este mai abundent în calcarele formate prin litificarea unor sedimente cu permeabilitate ridicată (bogate în corpusculi carbonatici și bioclaste) și mai puțin frecvent în calcarele care conțin micrit. În mod analog, pe seama nisipurilor bine sortate, cu permeabilitate ridicată, se formează arenitele cimentate (în cazul calcarelor – sparit) iar pe seama nisipurilor argiloase, slab sortate și cu permeabilitate redusă, se formează wackele, cu matrice (în cazul calcarelor – micrit) și lipsite de ciment.

VIII.3. Sistematica și nomenclatura rocilor carbonatice

Rocile carbonatice sunt poligenetice, separarea lor făcându-se după criteriul mineralogic. Tot după acest criteriu, așa cum am mai menționat, în cadrul

rocilor carbonatice se separă două categorii petrografice fundamentale: calcarele și dolomitele.

VIII.3.1. Calcare

Calcarele, în funcție de criteriul genetic, se clasifică în:

- 1) calcare de precipitație chimică și biochimică – marine și lacustre;
– continentale;
- 2) calcare organogene sau biogene;
- 3) calcare clastice;
- 4) calcare diagenetice.

Pentru clasificarea texturală a calcarelor de precipitație și organogene, majoritatea cercetătorilor utilizează sistemele de clasificare propuse de Folk (1958) și Dunham (1962).

În clasificarea lui Folk, după raportul cantitativ dintre alocheme și ortocheme, se deosebesc două categorii petrografice (fig. VIII.4):

- calcare ortochemice (calcare pure sau omogene);
- calcare alochemice.

Calcarele ortochemice sunt constituite din micrit (se numesc micrite) și uneori conțin plaje sparitice (se numesc dismicrite). Alochemele pot reprezenta cel mult 10% din totalul constituenților carbonatici. Sunt calcare fine, masive și omogene. Se mai numesc calcare litografice.

Calcarele alochemice conțin peste 10% elemente figurate și, în funcție de raportul cantitativ dintre elementele figurate și de natura liantului, cuprind mai multe tipuri petrografice (fig. VIII.4). Denumirea tipurilor petrografice se obține prin combinarea prefixului intra, bio, oo, pel cu sufixul micrit sau sparit.

În cazul prezenței în cantitate mare a două tipuri de alocheme, în stabilirea denumirii rocii se utilizează prefixele de la ambele tipuri de alocheme, cum ar fi: oobiomicrit, oopelsparit, intrabiosparit etc. Sunt frecvente cazurile în care în denumirea calcarului apar trei prefixe, de exemplu oobiopelsparite.

Pentru calcarele bioconstruite, Folk utilizează termenul **biolitit**. Calcarele bioacumulate se clasifică conform schemei din figura VIII.4.

Clasificarea lui Dunham (tab. VIII.1), în esență o clasificare texturală superficială, este mai ușor de utilizat deoarece nu necesită studii petrografice de detaliu. Clasificarea se bazează pe raporturile cantitative dintre matrice (mâl carbonatic, micrit) și granule, acestea din urmă constituind alochemele și extraclastele din clasificarea lui Folk. Denumirile tipurilor petrografice nu au corespondent în limba română și sunt utilizate ca atare de geologii români. În cadrul calcarelor bioconstruite, denumite cu termenul general "boundstone" (echivalent cu biolititele lui Folk), sunt separate alte categorii

DEPOZITE CARBONATICE

petrografice, funcție de procesul biotic prin care au fost generate bioclastele (acreție algală, încrustație, bioconstrucție coralgală).

Calcare alochemice <i>alocheme > 10%; ortocheme < 90%</i>		Calcare ortochemice <i>ortocheme > 90%</i>
ortocheme: <i>alocheme:</i> <i>intraclaste</i>  intrasparite <i>micrit</i>  intramicrite <i>bioclaste</i>  biosparite  biomicrite <i>ooides</i>  oosparite  oomicrite <i>peloide</i>  pelsparite  pelmicrite		<i>calcit cryptocristalin > 90%</i>  micrite <i>micrite cu zone sparitice</i>  dismicrite
		Calcare recifale
		 biolite

Fig. VIII.4. Schema de bază a clasificării lui Folk (din Greensmith, 1989).

Tabelul VIII.1

Clasificarea rocilor carbonatice elaborată de Dunham (1962).

“Granule” individuale				“Granule” sudate (organisme coloniale)
cu măr carbonatic (matrice micritică)			fără măr carbonatic	
„mud-supported” (predomină matricea)		„grain-suported” (predomină granulele)		
mud<10%	mud>10%			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone

O altă clasificare, mai puțin folosită, a fost propusă de Bissell și Chilingar (1967). Dintre termenii acestei clasificări menționăm calcare scheletale, calcare peletale, calcare oolitice, calcare micritice, calcare recifale etc.

Calcarele continentale de precipitație chimică cuprind travertinele, crustele calcaroase și speleothemele.

Travertinele sunt roci foarte poroase, formate prin precipitarea CaCO_3 la suprafața solului, din izvoare. Aproape întotdeauna substratul litic este calcaros (sursa Ca) iar îmbogățirea apei în CO_2 este în legătură cu manifestări mofetice. Travertinele formează bancuri masive, stratificate și cu grosimi apreciabile. În masa rocii apar spații libere ramificate, rămase după descompunerea resturilor vegetale (iarbă, mușchi) înglobate. La noi în țară, se găsesc travertine la Borsec, Bixad și Banpotoc (Carpații Orientali), geneza lor fiind în legătură cu manifestările postvulcanice ale vulcanismului neogen.

Crustele calcaroase (caliche, calcret, duricruste) se formează în sau la suprafața solurilor din zonele cu climă caldă și evaporatie intensă. Precipitarea are loc din apa freatică care, ajungând la suprafață, se evaporă (pompare evaporitică).

Speleothemele sunt formațiuni carbonatice de peșteră. Au fost prezentate în cadrul sistemului speleean.

2. Calcarele organogene sunt constituite în proporție de peste 50% din bioclaste. În cadrul lor se separă două categorii:

- calcare bioacumulate;
- calcare bioconstruite.

Calcarele bioacumulate se formează prin acumularea (sedimentarea) bioclastelor unor organisme sedentare, bentonice sau pelagice. În clasificarea lui Folk, ele reprezintă biomicrite sau biosparite cu peste 50% bioclaste. În clasificarea lui Dunham, ele reprezintă packstone sau grainstone. Acumulările mobile de bioclaste (în special de dimensiuni mari, cum sunt cochiliile de lamelibranhiate) sunt denumite **falune** iar cele consolidate, **lumașele**.

Calcarele bioconstruite (biolitite, boundstone) sunt roci constituite din cadrul scheletic colonial și material sedimentar de umplutură din spațiile interscheletale (inclusiv bioclastele unor organisme asociate). Mai sunt numite **calcare recifale**. În stivele litologice, calcarele bioconstruite se individualizează sub forma unui dom lipsit de stratificație evidentă (numite **bioherme**) sau sub formă lenticulară și interstratificate cu calcare alochemice sau cu micrite (se numesc **biostrome**).

Creta reprezintă un calcar bioacumulat, format prin acumularea bioclastelor de coccolithophoride (numite coccolithe) sau globigerine. Este fin granulară, ușor poroasă și mai mult sau mai puțin cimentată. Aproape în întregime, materialul carbonatic este reprezentat de particule scheletale de dimensiuni mai mici de 4 μm . Frecvent conține minerale argiloase și bioclaste silicioase. În cretele

DEPOZITE CARBONATICE

cretacice sau mai vechi, silicea biogenă este remobilizată diagenetic și formează concrețiuni sau lentile de opal și calcedonie (silex). În România, creta de la Babadag conține numeroase concrețiuni de silex:

3. **Calcarele clastice** (mecanice) sunt roci constituite în principal din litoclaste și granoclaste carbonatice, acumulate mecanic și cimentate. Mai pot conține în cantități subordonate, material detritic siliciclastic, minerale autigene și bioclaste. În clasificarea lor este utilizat criteriul textural, folosindu-se clasele granulometrice aplicate rocilor detritice. Categoriile petrografice separate după acest criteriu sunt redată în tabelul VIII.2. Detritusul carbonatic poate avea origine extrabazinală (dezagregarea calcarelor) sau intrabazinală (dezagregarea mecanică și biomecanică a recifilor și platformelor carbonatice).

Utilizarea termenului calcilitut trebuie făcută cu multă precauție deoarece acesta este identic din punct de vedere textural cu micritul (Folk), adică este constituit în principal din cristale micronice ($< 4 \mu\text{m}$) de CaCO_3 . Deosebirea dintre calcisilit și micrit constă în geneza carbonatului, și anume:

- claste (granoclaste) calcitice formate prin dezagregare - în calcilitut;
- cristale formate prin precipitare - în micrit.

Calcisilitul este sinonim cu mudstone (Dunham), cu precizarea că nu toate calcarele definite ca mudstone sunt și calcisilitite, unele fiind micrite.

Tabelul VIII.2

Sistematica și nomenclatura calcarelor clastice.

Categorii petrografice	Dimensiunea clastelor (mm)	Textura
Calcirudit	$> 2 \text{ mm}$	ruditică
Calcarenit	$0,063 \div 2 \text{ mm}$	arenitică
Calcisilit	$0,004 \div 0,063 \text{ mm}$	siltică
Calcilitut	$< 0,004 \text{ mm}$	lutitică

O problemă oarecum delicată este cea privind utilizarea terminologiei calcarelor clastice cu sensuri diferite. Unii autori utilizează această terminologie numai pentru calcarele clastice formate pe seama detritusului carbonatic extrabazinal, în timp ce pentru calcarele formate pe seama detritusului carbonatic intrabazinal utilizează terminologia lui Folk, adică sunt considerate intramicrite sau intrasparite. Alți autori adoptă terminologia calcarelor clastice în ambele situații. Spuneam că problema este delicată deoarece poate produce confuzii în cazul în care nu se menționează dacă calciruditele, calcarenitele și calcilitulele sunt specifice sau nu ariilor recifale sau părții superioare a formațiunilor biostromale. Având în vedere utilizarea largă a clasificării lui Folk, ar fi poate mai potrivit ca

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

terminologia calcarelor clastice să fie utilizată doar în cazul calcarelor alohtone, adică cele formate pe seama detritusului carbonatic extrabazinal, având astfel și o semnificație genetică.

4. **Calcarele diagenetice** sunt roci formate în urma metasomatozei calcitice (calcitizarea) a unor sedimente de altă natură (în general, silicolitice). Astfel, calcarele de Doamna (flișul eocen) sunt biosparite spongolitice care s-au format, foarte probabil, prin calcitizarea intensă a unui sediment inițial silicolitic (Papiu, 1960; Grasu et al., 1988).

VIII.3.2. Dolomite

Dolomitele sunt roci cristalizate, constituite în principal din dolomit. După gradul de cristalizare a dolomitului, se disting **dolomicritele** (cristale $< 4 \mu\text{m}$) și **dolosparitele** (cristale $> 4 \mu\text{m}$). După criteriul genetic, se disting dolomitele primare și dolomitele secundare. Dolomitele primare se formează prin precipitare chimică în lacuri și lagune (condițiile de precipitare a dolomitului fiind mai restrictive), asociindu-se cu evaporite, calcare (micrite, calcilitite) și argile. Rocile sunt compacte, omogene și lipsite de faună (mediu hipersalin, $\text{pH} > 9$). Prezintă stratificație vizibilă și textura echigranulară. Cristalele de dolomit sunt idiomorfe (sin. euhedrale). Dolomitele secundare au caracter diagenetic și s-au format prin metasomatism diagenetic pe seama unor sedimente carbonatice (dolomite diagenetice s.s.) sau calcare (dolomite epigenetice). Rocile formează corpuri lentiliforme sau neregulate, sunt poroase și cavernoase (transformarea calcit $\rightarrow$ dolomit are loc cu reducere de volum), iar textura este frecvent inechigranulară.

Dolomitele au o răspândire mai mare în stivele litologice precambriene și paleozoice (ex.: dolomitul de Hunedoara) și sunt mai puțin frecvente în depozitele mai tinere (ex.: dolomite triasice la Pojorâta și dolomite paleogene la Jibou).

VIII.4. Petrochimia depozitelor carbonatice

Simplitatea compoziției mineralogice a rocilor carbonatice se reflectă în compoziția chimică a acestora, în sensul că aceasta este dominată net de trei oxizi: CaO , MgO și CO_2 . Aceștia reprezintă peste 90%.

CaO prezintă valori maxime, de 45-55% în calcare¹ și minime, de 25-35%, în dolomite (tab. VIII.3). Valorile cuprinse între 35-45% caracterizează rocile mixte din seria calcar-dolomit și calcarele magneziene (conținut ridicat de bioclaste high Mg-calcitice). Nu trebuie să se facă confuzie între conținutul de CaO al

¹ Valoarea teoretică maximă de CaO în calcarul de puritate maximă (99,97% calcit) este de 56%.

DEPOZITE CARBONATICE

calcarelor și dolomitelor și cel de CaO din rocile mixte (calcare grezoase, calcare argiloase, calcare silicolitice, calcare feruginoase). În acestea din urmă, conținutul de CaO poate fi de 30-35% (minim 50% carbonați), roca nefiind în nici un caz un dolomit!

Conținutul de MgO prezintă valori maxime, de 18-21% în calcare și minime, de 1-2%, în calcare. Valorile intermediare caracterizează de asemenea rocile mixte din seria calcar-dolomit sau calcarele cu conținut ridicat în HMC. Din acest motiv, separarea tipurilor petrografice în seria calcar-dolomit numai pe baza analizei chimice poate conduce la rezultate eronate (Grasu, în Grasu et al., 1995, demonstrează fără echivoc acest lucru).

Tabelul VIII.3
Compoziția chimică (% masă) a unor roci carbonatice.

Nr.crt.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	R.I.
1	5,19	0,81	0,54	-	7,90	43,00	0,05	0,33	41,90	-
2	0,30	2,00	0,16	-	1,10	53,0	-	-	42,50	-
3	10,65	1,20	2,41	-	0,44	46,23	0,50	0,14	87,60*	-
4	0,76	0,15	0,49	-	1,14	53,88	<0,01	0,02	43,68	-
5	-	1,94	1,70	-	1,53	40,78	-	-	76,02*	20,32
6	-	0,75	0,40	-	7,68	40,80	-	-	87,84*	10,01
7	-	-	-	0,46	4,78	47,48	-	-	42,60	4,44
8	-	-	-	0,03	15,53	34,21	-	-	43,99	6,26
9	1,36	0,73	0,52	-	20,65	29,90	0,06	0,17	45,90	-
10	7,00	2,10	6,18	-	18,50	28,80	-	-	42,60	-

Fe₂O₃ = Fe₂O₃ total; R.I. - reziduu insolubil; * - carbonați; 1 - Calcare, media a 345 analize (Clark, 1924; din Garrels, Mackenzie, 1971); 2 - Calcar recifal, Cheile Bicazului (Papiu, 1960); 3 - biosparite, flișul carpatic, formațiunea de Izvor (Grasu et al., 1988); 4 - calcare triasice, media a 4 analize (Catană et al., 1989); 5,6 - stromatolite (LMC și HMC?), Miocen, bazinul Putnei (Grasu et al., 1999); 7, 8 - calcar dolomit și dolomit calcaros, Sadova (Grasu et al., 1995); 9 - dolomite triasice, media a 15 analize (Catană et al., 1989); 10 - dolomit triasic, Pojorâta, Carpații Orientali (Papiu, 1960).

Pentru separarea termenilor petrografici de tranziție se poate utiliza analiza chimică, cu anumite restricții. Se calculează cantitatea de carbonați din rocă prin procedeul normării și apoi se determină raporturile carbonați/R.I și calcit/dolomit. Valorile limită sunt:

Carbonați/R.I.	Calcar (dolomit)		Calcar (dolomit) grezos, argilos* etc.	
	> 9	1 - 9	(2 - 9)*	
Calcit/Dolomit	Calcar	Calcar dolomit	Dolomit calcaros	Dolomit
	> 9	1 - 9	0,2 - 1	< 0,2

Valori ale raportului calcit/dolomit cuprinse între 1 și 7 sunt caracteristice și pentru calcarele magneziene (cu HMC).

Rezultate identice se obțin și cu ajutorul unor diagrame cum este cea din figura VIII.5. Ambele procedee de lucru nu înlătură însă posibilitatea apariției erorilor în cazul determinării termenilor de tranziție din seria calcar-dolomit. De asemenea, în cazul rocilor de tranziție spre argile, valoarea limită 50, din diagramă, nu este corectă (33-66% carbonați, respectiv 66-33% minerale argiloase = marne).

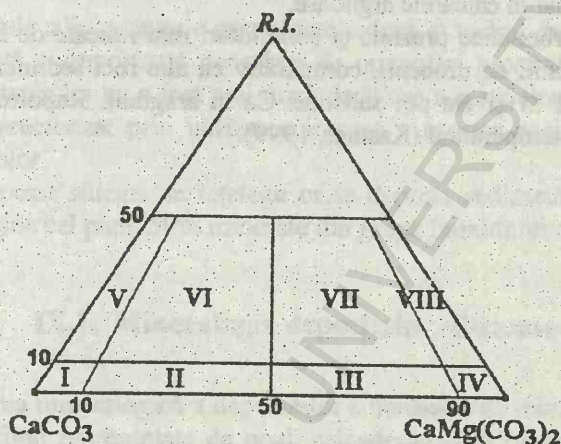


Fig. VIII.5. Clasificarea rocilor mixte în seriile calcare-dolomite, calcare-gresii, calcare-silicolite etc. (Leighton, Pendexter, 1963). I – calcare; II – calcare dolomitice și calcare magneziene (cu HMC); III – dolomite calcaroase; IV – dolomite; V – calcare grezoase, c. silicolitice etc.; VI – calcare grezo-dolomitice etc.; VII – dolomite grezo-calcaroase etc.; VIII – dolomite grezoase, d. silicolitice etc.

CO_2 prezintă valori maxime, de 44-45%, în dolomite. În calcare, conținutul este ceva mai scăzut, însă mai mare de 40%. Conținutul de CO_2 este mai ridicat în dolomite, deși fracțiile molare CaO/CO_2 din calcit și $(CaO+MgO)/CO_2$ din dolomit au aceeași valoare, adică 1. Masa în grame a MgO este mai mică decât cea a CaO deoarece masa moleculară a primului oxid este mai mică. Din acest motiv, în cazul dolomitelor are loc compensarea relativă (la 100%) astfel încât conținutul de CO_2 va fi mai ridicat decât în calcare.

Valori mai scăzute, sub 40%, caracterizează rocile mixte.

Al patrulea oxid care poate prezenta uneori valori mai ridicate, de 4-5%, este FeO și caracterizează în special dolomitele constituite din dolomit feros (diagenetic).

Ceilalți oxizi principali prezintă valori ce nu depășesc câteva procente.

DEPOZITE CARBONATICE

Astfel, SiO_2 prezintă valori cuprinse între câteva zecimi de procent (în calcarele recifale și unele micrite) și maxim 5-6% . Valori mai ridicate, de până la 30-35%, caracterizează rocile mixte (calcare grezoase, calcare argiloase și calcare silicolitice). Al_2O_3 prezintă, cel mai adesea, valori de 1-2%. Valorile mai ridicate, de circa 2%, sunt întâlnite la calcarele ce conțin subordonat minerale argiloase (nu e vorba de calcare argiloase). MnO se găsește în cantități infime, de regulă sub 0,01%.

Oxizii metalelor alcaline prezintă valori subunitare și pot ajunge, împreună, la 1,5-2% numai în calcarele argiloase.

Rocile carbonatice prezintă și conținuturi mai ridicate de BaO și SrO (împreună, câteva zecimi de procent), comparativ cu alte roci sedimentare. Explicația conține în aceea că Sr și Ba pot substitui Ca în aragonit. Raportul Sr/Ca este un indicator de paleotemperatură (Kastner, 1999).

IX. DEPOZITE SILICIOASE

Depozitele silicioase au o participare redusă în cadrul depozitelor sedimentare însă prezintă o importanță deosebită în orizontări litostratigrafice. În istoria omenirii, importanța lor nu a fost mai mică decât cea a metalelor deoarece o întreagă epocă s-a caracterizat prin utilizarea intensă a acestor roci la confecționarea uneltelor și armelor.

Prin depozit silicios se înțelege orice depozit sedimentar, consolidat sau mobil, care conține cel puțin 50% minerale din grupa bioxidului de siliciu.

IX.1. Mineralogia depozitelor silicioase

Alcătuirea mineralogică a depozitelor silicioase este relativ simplă, mineralele principale fiind reprezentate de opal, calcedonie și în mai mică măsură cuarț microcristalin.

Opalul este reprezentat prin trei varietăți: opal-A, opal-C și opal CT.

Opalul-A reprezintă silice hidratată aproape amorfă, cu structura cristalină puternic dezordonată. Se formează prin biosecreție minerală sau precipitare chimică. Opalul-A biogen apare în testele și scheletele fitoplanctonului (silicoflagelate, diatomee), zooplanctonului (radiolari) și a altor organisme cum sunt unii spongieri și unele gastropode. De asemenea, unele specii de iarbă extrag silicea apoasă anorganică din sol, depunând-o sub forma unor *fitolite* în țesutul vegetal. Descompunerea ulterioară a biomasei conduce la acumularea în sol a acestor fitolite, în concentrații de 1 până la $30\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Drees et al., 1989).

Opalul-A anorganic este mult mai puțin răspândit și se formează prin precipitare din izvoare hidrotermale fierbinți din zone continentale sau marine (în special flancurile rifturilor medio-oceanice). Acest tip de opal poate constitui și cimentul unor gresii (precipitare din soluții interstițiale sau dizolvare sub presiune).

Opalul-C este tot anorganic și reprezintă o varietate hidratată de cristobalit găsită în lentile sauungi din lave și cenuși vulcanice submarine, alterate.

Opalul CT reprezintă silice hidratată cu structură cristalină mult mai ordonată decât cea a opalului-A. Constă din nivele de cristobalit și tridimit de temperatură scăzută și constituie o fază de tranziție între opalul biogen și cuarțul micro-

cristalin sau fibros. Mai este denumit *lussatit*. Se prezintă sub formă de microsferă (lepisferă), lamele și fibre vizibile numai la microscopul electronic. Se formează prin precipitare din soluțiile interstițiale, în stadiile timpurii ale diagenzei. În general apare în sedimente silicioase de tipul porcelanitului, de vârstă cretacică sau mai nouă.

Din punct de vedere optic, opalul este izotrop, are un indice de refracție mai mic decât cuarțul iar duritatea și greutatea specifică variază în funcție de cantitatea de apă conținută (obișnuit între 2 și 13%).

Moganitul (lutecit) reprezintă α -cuarț maclat polisintetic (macla Braziliană) la scara celulei elementare (Heaney, Post, 1992; Götze et al., 1998). Apare în unele geyzerite împreună cu microcuarțul sau concrescut cu calcedonia și în unele cherturi nectice.

Calcedonia se prezintă sub formă de fibre minuscule de silice, este mult mai stabilă decât opalul și se formează prin recristalizarea acestuia. Este prezentă în multe tipuri de silicolite, constituind matricea sau umplutura unor cavități. Suprafața sa are în mod frecvent un aspect spongios datorită prezenței unor pori minusculi, plini cu apă. Aceștia imprimă calcedoniei culoarea brună în secțiuni subțiri.

Microcuarțul se prezintă sub formă de cristale care au, cel mai adesea, dimensiuni mai mici de 20 μm . Formează matricea unor silicolite, umplutura unor cavități sau substituie bioclastele. În toate silicolitele antecretacice, microcuarțul constituie forma cea mai comună de silice și este considerat un produs al conversiei opalului-CT din timpul diagenzei (îngropării).

Depozitele silicioase mai conțin, de obicei în cantități reduse, calcit, minerale argiloase, oxihidroxizi de Fe și/sau Mn, granoclaste și piroclaste.

IX.2. Sistematică și nomenclatură

Depozitele silicioase se grupează în două mari categorii:

- **sedimente silicioase organogene;**
- **silicolite** (depozite consolidate sau parțial consolidate).

Sedimentele silicioase organogene sunt formate în principal din părți de natură minerală a diverselor organisme silicioase. Toate sedimentele silicioase organogene care se acumulează în prezent se numesc *ooze*. Acestea sunt constituite în principal din frustule de diatomee, testuri de radiolari și spiculi de spongieri.

Diatomeele sunt alge unicelulare minuscule din clasa *Bacillariophyceae*, având peretele celular format din opal-A (fig. IX.1). Aceste alge se dezvoltă, începând cu Cretacicul, atât în apele dulci ale lacurilor cât și în apa marină. Au o dezvoltare mare în stratul fotic al apei, până la adâncimi de circa 200m. Frustulele

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

silicioase se pot acumula la orice adâncime însă în sedimentele de apă puțin adâncă prezența lor nu este remarcabilă datorită abundenței materialului clastic și carbonatic. Oozele cu diatomee se prezintă ca o substanță pulverulentă, de culoare albă sau gălbuie când este uscată. Frecvent mai conțin material terigen și bioclaste calcaroase (unele foraminifere) în cantități mici. Alți constituenți de origine organică sunt foarte rari. Sedimentele silicioase de apă dulce (lacustre) mai conțin carbonat de calciu, minerale argiloase și uneori spiculi de spongieri.

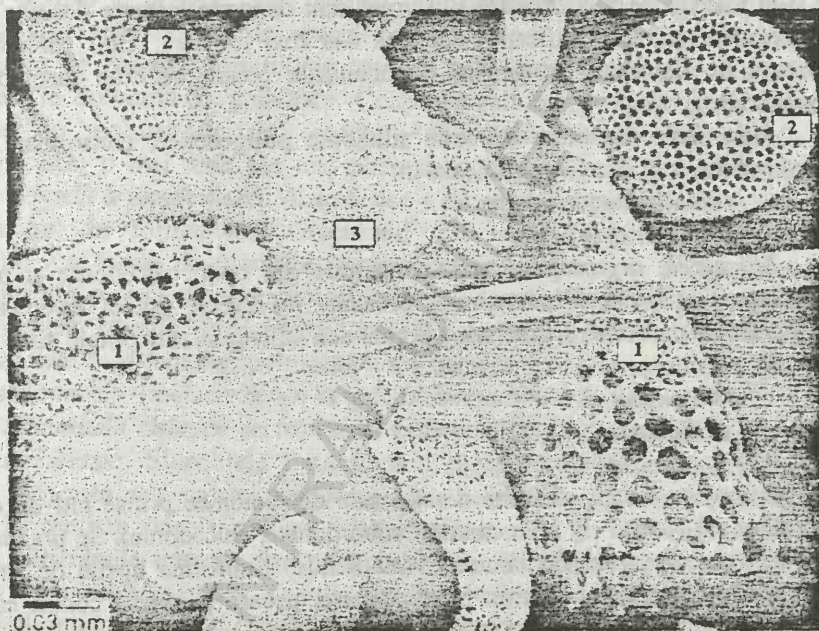


Fig. IX.1. Radiolari (1), diatomee (2) și globigerine (3). Terțiar, California. SEM (din Greensmith, 1989).

Radiolarii au apărut în Cambrian și sunt organisme marine. Oozele cu radiolari au în general culoarea roșie și conțin între 30 și 80% testuri opaline de radiolari. Mai conțin minerale argiloase, frustule de diatomee și spiculi de spongieri. Oozele acumulate deasupra limitei de compensare a carbonaților (CCD) conțin cantități apreciabile de carbonat de calciu, în special sub formă de bioclaste de foraminifere. Oozele cu radiolari aproape pure se acumulează în vestul Oceanului Pacific și în Oceanul Indian, la adâncimi sub CCD, pe o suprafață totală de aproximativ 4,5 milioane km².

Spongierii cuprind atât specii marine dar și de apă dulce (*Spongilla*

DEPOZITE SILICIOASE

purbeckensis). În prezent nu formează sedimente caracteristice însă participă la alcătuirea oozelor cu radiolari și a celor cu diatomee (inclusiv cele lacustre).

Sedimentele silicioase biogene, neozoice, care au rămas neconsolidate sau sunt slab cimentate, se numesc *pământuri cu diatomee* (*kieselgur*, pulbere *Tripoli*) sau *pământuri cu radiolari*. Cele mai frecvente sunt pământurile cu diatomee formate în sistemul lacustru. Acestea mai conțin minerale argiloase și substanță organică vegetală turbificată. Depozitele de tip *Tripoli* conțin și cantități apreciabile de calcit. La noi în țară se găsesc pământuri cu diatomee la Vălenii de Munte (Oligocen) și la Racoșu de Sus. Acestea din urmă sunt depozite lacustre daciene, foarte slab cimentate și cu stratificație mai fină sau mai grosieră. Unii cercetători le încadrează la diatomite (în general, pământurile conțin cantități însemnate de material argilos).

Silicolitele constituie depozite silicioase poligenetice, consolidate. După criteriul genetic, silicolitele se grupează în:

- silicolite organogene;
- silicolite chimice.

Silicolitele organogene sunt constituite din opal, calcedonie și mai rar microcuarț. Bioclastele silicioase sunt prezente în diverse grade de conservare. După ponderea participării diverselor organisme silicioase, silicolitele sunt de trei tipuri:

- *diatomite*;
- *radiolarite*;
- *spongolite*.

Diatomitele sunt alcătuite din frustule de diatomee prinse într-un ciment format din opal (foarte rar și în cantități subordonate, calcedonie). Se prezintă sub formă de strate, frecvent fin laminate, sau lentile stratiforme lipsite de structură internă (unele diatomite lacustre). Sunt poroase, ușoare și uneori conțin cantități apreciabile de substanță organică (sunt considerate "roci-mamă" de hidrocarburi).

Se cunosc diatomite din Cretacic până în Pliocen. De exemplu, Formațiunea Monterey (California), de vârstă miocenă, conține numeroase nivele de diatomite, porcelanite și cherturi (Behl, Garrison, 1994). Porcelanitele și cherturile constituie silicolite în care silica din frustulele de diatomee a fost parțial (porcelanite) sau total (cherturi) redistribuită în timpul îngropării (diagenezei).

Radiolaritele sunt constituite din testuri de radiolari prinse într-un liant silicios, argilos sau carbonatic. Au culori închise, roșu, brun, verde sau negru, în funcție de conținutul în oxihidroxizi de Fe și substanță organică. Radiolaritele se asociază cu depozite de apă mai puțin adâncă (deasupra CCD) sau cu ofiolite. Cele formate deasupra CCD sunt asociate cu calcare micritice pelagice, crete, marne și mai rar nivele subțiri de argile. Constituie strate subțiri, lentile sau chiar noduli iar contactul cu depozitele adiacente poate fi tranșant sau gradat. Radiolaritele asociate

cu ofiolite sunt fin stratificate și apar în alternanță ritmică cu argile silicioase (cu radiolari). Sunt puține radiolarite care par a fi corespondentul oozelor cu radiolari care se acumulează în prezent în zonele abisale din Pacific (sub CCD). Cele mai cunoscute exemple în acest sens sunt radiolaritele oligocen-miocene din Barbados și Timor.

Spongolitele sunt mai puțin răspândite, fiind întâlnite din Carbonifer până în Cretacic. Spongolitele carbonifere din Anglia se prezintă sub formă de benzi nodulare de culoare gri deschis, brună sau neagră, funcție de conținutul în calcit și material argilos și organic. S-au format prin metasomatism diagenetic iar sursa silicei a fost reprezentată de spiculi de spongieri. Spongolitele jurasice din formațiunea de Purbeck (Anglia) se prezintă sub formă de noduli cu morfologie neregulată în dolomite fin granulare. Conțin spiculi de *Spongilla purbeckensis* și bioclaste de moluște de apă dulce. Acestea din urmă sunt nedeformate (necompactate) și mai mult sau mai puțin substituite cu opal și calcedonie, fiind astfel o dovadă a remobilizării diagenetice a silicei în primele faze ale îngropării sedimentelor. În formațiunea Greensand¹ din sudul Angliei (Cretacic) apar spongolite sub formă de strate cu grosimi cuprinse între 1cm și peste 1m. Sunt constituite din spiculi de spongieri și material detritic (inclusiv glauconit) prinși într-un ciment silicios (opal, calcedonie fibroradiară și microcuarț). Mult mai răspândiți sunt însă termenii petrografici de tranziție între spongolite și alte grupe de roci sedimentare (inclusiv la noi în țară, în formațiunile de fliș).

Silicolitele chimice se formează prin precipitare din izvoare fierbinți sau soluții interstițiale. Silicolitele formate prin precipitare din izvoare fierbinți se numesc geyserite sau sintere silicioase. Sunt constituite din opal și calcedonie. Conțin în cantități uneori ridicate oxihidroxizi de Fe și Ti (imprimă colorații diverse). Silicolitele formate prin precipitare din soluții interstițiale au morfologii variate (strate subțiri, lentile, noduli) iar sursa silicei o constituie materialul de origine vulcanică, în special cenușa. În general este greu de trasat o limită netă între acestea și silicolitele diagenetice în care sursa silicei este constituită, cel puțin în parte, de bioclaste silicioase.

Silicolitele se mai clasifică, în funcție de geometria depozitelor, în:

- *silicolite stratiforme*;
- *silicolite nodulare*.

Silicolitele nodulare, numite și *accidente silicioase*, reprezintă edificii petrografice în alte categorii de roci sedimentare: calcare, dolomite, crete, argile, gresii, nisipuri și evaporite. Prezintă aspecte morfologice variate: sferice, subsferice, lenticulare, mamelonare, neregulate. Se formează prin diferențiere și metasomatism diagenetic iar sursa silicei, așa cum am arătat mai sus, este în

¹ Gresii verzi (gresii glauconitice)

DEPOZITE SILICIOASE

principal organogenă dar poate fi și anorganică (alterarea vulcanoclastelor, izvoare hidrotermale). Silicolitele nodulare formate în mod cert prin redistribuirea diagenețică a silicei organogene se mai numesc radiolarite, diatomite, respectiv spongolite nodulare.

Silicolitele nodulare au denumiri specifice, în funcție de raportul cu roca gazdă și de morfologie: sillex, chaille și chert nectic.

Sillexul constituie un silicolit nodular care prezintă limite tranșante cu roca gazdă. Este alcătuit din calcedonie, opal și mai rar microcuarț. Silicolitul nodular care prezintă treceri gradate spre roca gazdă, făcând corp comun cu aceasta, se numește *chaille*.

Aceste silicolite nodulare sunt frecvente în cretele albe (în principal sillex) și calcarele cretacice (în special chaille) din Europa. În literatura anglo-americană, pentru silicolitele nodulare formate din calcedonie și microcuarț se utilizează termenul *flint*.

Chertul nectic reprezintă agregate rombice de silice formate prin substituția diagenețică a unor cristale de gips.

În literatura de specialitate se mai întâlnesc diverși termeni, unii dintre ei consacrați, care definesc depozite silicioase de diverse compoziții, afectate mai mult sau mai puțin de procese de diferențiere și metasomatoză diagenețică: chert, porcelanit, jasp, novaculit, menilit, lidiene.

Pentru toate depozitele silicioase consolidate, în care silicea a fost aproape total redistribuită, se utilizează termenul "*chert*". Cherturile se găsesc de regulă în stive litologice antecretacice. Ca formă de zăcământ, pot fi stratiforme sau nodulare iar originea silicei poate fi biochimică sau chimică. În primele stadii ale diagenezei, opalul-A (în principal biogen) este dizolvat de soluțiile interstițiale alcaline din partea superioară a sedimentului supus îngropării și reprecipitat sub formă de opal-CT. La adâncimi mari de îngropare, la temperaturi și presiuni mai ridicate, opalul-CT recrystalizează în calcedonie fibroasă și microcuarț iar procesul de substituție a bioclastelor (calcaroase și silicioase) devine intens și extensiv. În acest mod se formează cherturile propriu-zise (Greensmith, 1989).

Silicolitele stratiforme, cu conținut mai ridicat de minerale argiloase și bioclaste carbonatice, în care a avut loc doar procesul de redistribuire parțială a silicei sub formă de opal-CT se numesc "*porcelanite*". Sunt poroase și lipsite de luciul sticlos caracteristic cherturilor (seamănă cu porțelanul brut, de unde și denumirea). Termenul are o largă utilizare în literatura americană.

Jaspurile reprezintă în principal radiolarite intens diagenizate, astfel încât în unele dintre ele bioclastele silicioase sunt complet mascate prin redistribuirea silicei. Sunt compacte, dure și cu spărtura concoidală. Sunt constituite din calcedonie, (micro) cuarț, vulcanoclaste și minerale argiloase. Jaspurile din sedimentarul mezozoic al Carpaților Orientali conțin până la 50-70% testuri de radiolari,

conservați în calcedonie. Mai rar sunt calcitizați iar uneori cavitatea lor este umplută cu clorit. În jaspurile în care redistribuirea silicei este mai avansată, întreaga masă este formată din calcedonie, radiolarii fiind foarte rari. Conținutul în material detritic și carbonatic este variabil, existând și termeni de tranziție: gaize-radiolarite, siltite dolomito-silicolitice și cuarțsiltite silicolitice (Grasu et al., 1988).

Novaculitele sunt varietăți compacte, de culoare albă, constituite din calcedonie și microcuarț. Caracteristic pentru aceste roci este prezența unor cavități cu secțiune rombică, frecvent umplute cu oxizi de fier. Termenul este utilizat mai frecvent în SUA.

Menilitele reprezintă silicolite stratiforme, cu laminăție paralelă și uneori ritmică. Structura ritmică este determinată de alternanța laminelor constituite din opal ($\pm$ calcedonie) cu conținut ridicat în substanță organică, cu lamine alcătuite din calcedonie. Conțin în cantități apreciable minerale argiloase și limonit. Menilitele deși au grosime redusă, prin extinderea mare a stratelor pot constitui nivele reper în orizontări stratigrafice.

În țara noastră, menilitele asociate cu marne brune bituminoase sunt foarte caracteristice pentru Oligocenul Subcarpaților și reprezintă "pământuri cu diatomee" în care silicea a fost redistribuită (au fost găsite stadii intermediare între cele două tipuri de depozite). Se caracterizează prin conținut scăzut în substanță organică. Sărăcia în bitumene (comparativ cu marnele brune bituminoase cu care se asociază) pare a nu avea o cauză primară, datorându-se ușurinței cu care acestea au fost supuse unui fenomen de migrare în timpul diagenzei (Nacu et al., 1970; Grasu et al., 1988). Diatomeele și subordonat spongierii și radiolarii au furnizat atât silicea primară cât și materia organică conexă. Dezvoltarea largă a organismelor silicioase pare să fi fost determinată de un exces de silice de natură vulcanică deoarece menilitele se asociază și cu tufuri bentonitice (Grasu et al., 1988).

Lidienele sunt tot silicolite stratiforme (jaspuri sau cherturi) dar conțin în cantitate mare substanță cărbunoasă (pigment grafitos) sau bituminoasă (Grasu et al., 1988). Au culoarea neagră, sunt dure, mate în spătură și casante.

Între silicolite și alte grupe de roci sedimentare există termeni petrografici de tranziție, unii cu răspândire mare în depozitele de fliș. Sistematica acestor termeni petrografici se face în funcție de compoziția mineralogică, conform diagramelor din figura IX.2.

Tufodiatomitele și tuforadiolaritele conțin în proporție de 10-50% material piroclastic. Gaize-radiolaritele, gaize-spongolite și gaize-diatomitele pot conține în aceleași procente granoclaste în special de cuarț, sericit, muscovit și mai rar feldspat. La acestea se adaugă minerale grele în cantități subordonate. În general materialul terigen prezintă dimensiuni siltice. Macroscopic se pot confunda foarte ușor cu siltitele și cuarțarenitele. Pentru termenii de tranziție spre argile și calcare (dolomite) considerăm că se pot utiliza denumirile "silicolit argilos" respectiv silicolit

DEPOZITE SILICIOASE

calcaros (dolomitic). Unii autori consideră că menilita și lidienele ar reprezenta termeni petrografici de tranziție spre argile iar *Tripoli*, spre calcare (Anastasiu, 1988).

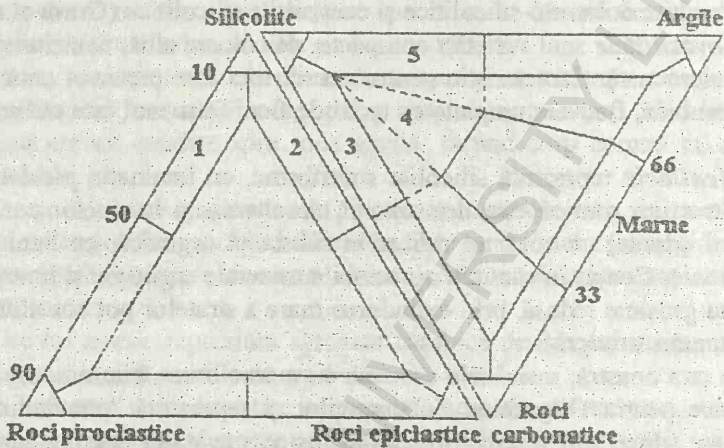


Fig. IX.2. Sistemática termenilor petrografici de tranziție dintre silicolite și alte grupe de roci sedimentare. 1- tufodiatomite (radiolarite, spongolite); 2- gaize-radiolarite (diatomite, spongolite); 3 – silicolite carbonatice (*Tripoli*?); 4 – silicolite marnoase; 5 – silicolite argiloase (menilita, lidiene?).

IX.3. Chimismul silicolitelor

Principalul oxid din silicolite este SiO_2 , fiind cuprins între 80 și 95% (tabelul IX.1). Valorile mai scăzute, de 80-85% sunt caracteristice silicolitelor care conțin în cantități ceva mai ridicate carbonați (autigeni, organogeni) și minerale argiloase. Prezența materialului clastic (epiclastic sau vulcanoclastic) nu influențează decât foarte puțin conținutul de SiO_2 al silicolitelor deoarece acesta este reprezentat în principal prin cuarț. Prezența mineralelor argiloase și a feldspatilor detritici este evidențiată chimic de conținutul mai ridicat de Al_2O_3 , care poate ajunge la 7-8%. Între conținutul de Al_2O_3 și cel de alcalii este o corelație evident pozitivă (fig. 4.3). Conținutul obișnuit de Al_2O_3 din silicolite (inclusiv cele care conțin carbonați) este de circa 1% sau mai scăzut. Oxidul de titan prezintă valori foarte mici, sub 0,1%, cu excepția silicolitelor asociate cu pillow lave, în care conținutul de TiO_2 poate ajunge la 0,5-0,7%. Valorile mai ridicate de TiO_2 se corelează, cel mai adesea, cu valori ridicate, de peste 3-4%, de oxizi de fier.

Conținutul ridicat de oxizi de fier poate avea mai multe cauze:

- prezența oxihidroxizilor de Fe;
- prezența glauconitului;
- prezența cloritelor (leptoclorite).

Oxidul de mangan este situat sub 0,1%, cu excepția silicolitelor din cadrul formațiunilor manganifere sau a celor asociate cu pillow lave (uneori apar și conținuturi ridicate de Cu).

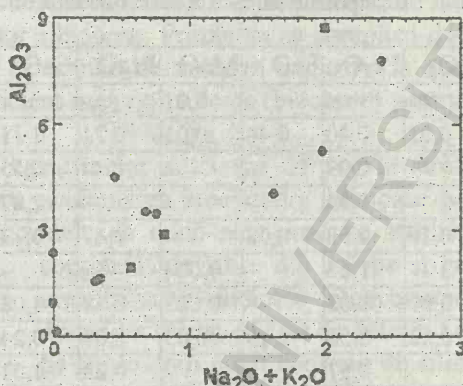


Fig. IX.3. Corelația Al_2O_3 : $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ în silicolite.

Prezența carbonaților determină conținuturi ridicate de CaO, CO_2 și uneori MgO. Oxidul de Ca poate ajunge la peste 10% în cazul silicolitelor cu conținut ridicat de bioclaste carbonatice, în special foraminifere. Conținutul de minerale argiloase (montmorillonit calcic) poate determina creșterea conținutului în CaO cu cel mult 1-1,5% însă în acest caz roca prezintă și un conținut ridicat de Al_2O_3 iar CO_2 este absent sau prezintă conținuturi mult mai mici decât cele impuse de valorile mai ridicate de CaO (echivalent pentru carbonați). Cu excepția silicolitelor carbonatice, conținutul mediu de CaO este situat în jurul valorii de 1,5%.

Oxidul de magneziu prezintă valori, cel mai adesea, de ordinul zecimilor de procent. Doar în silicolitele care conțin minerale argiloase (montmorillonit), clorite sau dolomit, acesta poate ajunge la 1,5-1,7%.

Conținutul în alcalii rareori atinge 1%, împreună. Doar prezența mineralelor argiloase (illit, illit interstratificat cu paragonit, montmorillonit sodic) și/sau a sericitului detritic pot determina conținuturi mai ridicate, de câteva procente (2-3%). Prezența feldspatului detritic nu determină modificări semnificative ale conținutului în alcalii deoarece acest mineral, cel mai adesea, nu depășește 1-2% din volumul rocii. Prin urmare aportul de alcalii este de câteva zecimi de procent (0,2-0,3%).

Din punct de vedere chimic silicolitele se pot confunda cu cuarțarenitele și cuarțsiltitele, cu ultimele putându-se confunda și macroscopic (iar lipsa experienței

DEPOZITE SILICIOASE

în studiul microscopic poate conduce de asemenea la confuzii). De asemenea, între gaize și silicolite diferențele chimice sunt practic insesizabile (tabelel 4.1) cu excepția unui conținut ceva mai scăzut de SiO_2 și ceva mai ridicat de Al_2O_3 , în unele cazuri.

Tabelul IX.1
Compoziția chimică a unor silicolite.

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2
1	95,67	1,55	-	-	-	0,01	-	-	-	0,31	-
2	95,11	0,14	0,03	0,40	0,44	0,01	0,71	1,11	0,01	0,01	1,38
3	93,84	2,35	-	0,99	-	-	-	0,55	-	-	-
4	92,23	0,95	-	1,83	-	-	-	2,87	-	-	1,35
5	91,94	3,51	0,10	0,58	0,72	-	0,47	0,13	0,14	0,54	-
6	90,67	4,48	-	1,66	-	0,004	-	-	-	0,45	-
7	90,02	1,62	0,09	0,82	-	0,003	0,18	3,08	0,22	0,12	-
8	89,15	3,45	0,22	0,58	2,19	0,03	1,05	0,24	0,22	0,53	-
9	86,66	5,22	-	2,57	-	-	0,23	1,01	1,65	0,34	0,00
10	83,41	4,04	-	2,44	-	-	1,35	2,47	1,36	0,26	2,71
11	81,89	7,92	-	1,44	-	-	0,49	1,62	1,43	0,70	1,09
12	79,42	7,77	-	3,92	-	-	0,80	1,36	1,69	0,73	0,72
Gaize											
13	88,72	1,95	0,27	0,59	-	-	3,44	0,86	0,22	0,35	-
14	80,70	8,72	0,44	4,14	-	-	2,69	1,48	0,42	1,58	-
15	68,57	2,86	0,58	1,23	-	-	1,12	15,28*	0,81	-	-

1, 5, 6 – silicolite din flîșul carpatic (Filipescu et al., 1966; Papiu et al., 1976); 7 – chaille din biosparite (Grasu et al., 1988); 3, 4 – menilite (Grasu et al., 1988); 9, 10, 11, 12 – jaspuri (Grasu et al., 1995); 2 – silicolit stratiform în dolomit (Blatt, 1972, din Rădulescu, Anastasiu, 1979); 8 – radiolarit (Blatt, 1972, din Rădulescu, Anastasiu, 1979); 13, 14, 15 – gaize-spongolite (Grasu et al., 1988).

Plecând de la faptul că opalul și calcedonia sunt mai solubile decât cuarțul, analiza chimică ar putea constitui un instrument de separare în grupa silicolite-epiclastite cu condiția ca redistribuirea și recristalizarea silicei organogene să nu fi condus la formarea microcuarțului. Pentru separarea chimică a termenilor petrografici de tranziție silicolit-tuf și silicolit-epiclastit se poate utiliza, cu anumite rezerve, raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ care prezintă valori mai scăzute, cu 50-70%, în primul caz (Yoshii et al., 1997). Conținutul mai ridicat în oxizi de Fe și Mg se datorează prezenței cloritelor formate prin alterarea mineralelor mafice din materialul vulcanic.

IX.4. Considerații genetice

Conținutul foarte scăzut de silice aflată în soluție în apa marină nu poate conduce la formarea unor silicolite prin simpla precipitare chimică. O concentrare a silicei este obligatorie pentru a se putea forma aceste roci. Acest lucru este realizat de diversele organisme pe care le-am menționat deja. La prima vedere lucrurile par extrem de simple. Acumularea testurilor și scheletelor de natură silicioasă conduc la formarea depozitelor silicioase. Problema se complică dacă se caută răspunsuri privind cauzele care determină dezvoltarea explozivă a acestor organisme astfel încât să furnizeze suficient material silicios (bioclase) pentru a se putea forma depozitele silicioase.

Dezvoltarea organismelor silicioase are loc în stratul fotic al mărilor și oceanelor. Prin urmare, acumularea bioclastelor silicioase poate avea loc, practic, în toate regiunile. În zonele de mică adâncime, se stabilește un echilibru între

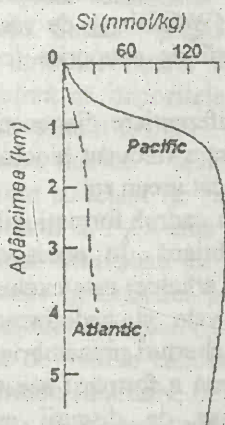


Fig. IX.4. Conținutul în silice al apelor oceanice în funcție de adâncime (White, 1999).

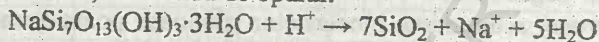
conținutul de silice din soluție și gradul de dezvoltare al organismelor silicioase. Dezvoltarea intensă și de lungă durată va fi împiedicată de deficitul de silice aflată în soluție (lipsa unui aport constant de silice). Siliciul (alături de P, N, Fe și alte câteva elemente) mai este numit, din acest motiv, *biolimitator*. Pe de altă parte, chiar dacă are loc o acumulare de bioclase silicioase, raportul cantitativ dintre acestea și materialul epiclastic și carbonatic care se acumulează sincron cu acestea nu permite individualizarea unor depozite silicioase. În schimb, în zonele de mare adâncă situația este total opusă. Consumul de silice din stratul fotic este permanent înlocuit prin aport permanent de silice din adâncime (fig. IX.4), prin intermediul curenților verticali (*upwellings*). În plus, lipsa unui aport terigen semnificativ și imposibilitatea acumulării carbonaților sub limita CCD va determina, în timp, acumularea unor sedimente silicioase.

În cele mai multe cazuri însă, ambianța litologică în care apar silicolitele indică formarea acestora la adâncimi mult mai mici. Se consideră că, pe anumite perioade de timp, are loc atât dezvoltarea explozivă (*bloom*) a organismelor silicioase cât și un aport redus de material nesilicios. Cauza dezvoltării explozive a organismelor silicioase trebuie căutată în aportul substanțial de silice și Fe de natură vulcanică (atât exhalatii vulcanice submarine dar și alterarea lavelor și cenușii vulcanice submarine). Am menționat și Fe deoarece Martin și Gordon (1988) au demonstrat că în regiunile în care concentrația în Fe este scăzută (sub 0,1

DEPOZITE SILICIOASE

nmol/l), dezvoltarea fitoplanctonului este inhibată².

Depozitele silicioase lacustre s-au format atât prin acumularea bioclastelor silicioase cât și printr-un proces mai complex, de precipitare-levigare. În ultimul caz este vorba de silicolitele formate în lacuri alcaline cum sunt lacurile Natron și Magadi din Kenia. Acestea au un pH > 9,5 și un conținut ridicat de silice dizolvată. Sursa alcaliilor și silicei este în principal vulcanică (atât izvoare hidrotermale cât și cenușă vulcanică). În timpul perioadelor secetoase are loc evaporarea apei și precipită trona și câțiva silicați de sodiu hidratați dintre care mai frecvenți sunt magadiitul ($\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) și kenyaitul ($\text{NaSi}_{11}\text{O}_{20,5}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Se formează astfel strate de culoare albă, plastice și cristaline. În sezonul ploios, are loc levigarea sodiului, apele cu pH mai scăzut dezolvă carbonatul de sodiu iar silicații hidrolizează, formându-se opalul:



Silicolite astfel formate, de tip „magadi”, sunt întâlnite în multe succesiuni lacustre vechi, cum sunt cele din Formațiunea Green River (Wyoming), de vârstă eocenă. Aceste succesiuni marine au întotdeauna intercalații de evaporite (carbonați de sodiu, halit, etc.) și uneori de fosforite.

Silicolitele nodulare se formează prin procese de diferențiere diagenetică iar sursa silicei nu poate fi întotdeauna stabilită. Acestea conțin frecvent bioclaste silicioase și este puțin probabil ca precipitarea chimică să fi jucat vreun rol.

O situație cu totul aparte o reprezintă cherturile din cadrul formațiunilor feruginoase rubanate (BIF) de vîrstă arhaică și precambriană. În acest caz participarea organismelor silicioase (cel puțin pentru BIF-rile arhaice) este exclusă. Mai mult, prezența unor microorganisme perfect conservate și nedeformate mecanic (conservarea tridimensională a morfologiei) în unele cherturi precambriene (Formațiunea Bitter Springs, Australia) reprezintă dovada certă a formării acestor cherturi prin precipitare. Ceea ce constituie încă subiect de discuții este mecanismul precipitării: chimică (anorganică) sau biochimică (realizată de bacterii). În sprijinul ipotezei biochimice sunt aduse două argumente:

- prezența bacteriilor în sinterele silicioase;
- prezența bacteriilor în locurile de afluerie a izvoarelor hidrotermale submarine (adâncimi de 3000-4000m, temperaturi de 250-400° C, absența totală a luminii).

² Faptul că Fe constituie un biolimitator a fost demonstrat în 1993, printr-un experiment; în zona ecuatorială din estul Pacificului a fost adăugat FeSO_4 pe o suprafață de circa 100km², într-o zonă concentrație foarte scăzută în Fe. În câteva zile, productivitatea fitoplanctonului a crescut semnificativ (Martin et al., 1994).

X. DEPOZITE FOSFATICE

Depozitele sedimentare fosfatice prezintă importanță economică majoră deoarece contribuie cu peste 80% din producția mondială de fosfați, utilizați în principal ca substanțe fertilizante în agricultură. Încadrarea unui depozit sedimentar în categoria depozitelor fosfatice se realizează după criteriul chimic, mai exact după conținutul procentual de P_2O_5 . Conținutul minim necesar de P_2O_5 pentru ca un depozit sedimentar să fie considerat fosfatic constituie o sursă continuă de discuții. Cathcart și Gulbrandsen (1973) menționează că termenul „rocă fosfatică” este atribuit oricărei roci sedimentare cu peste 20% P_2O_5 . Anastasiu (1988) consideră că depozitele cu cel puțin 5-6% P_2O_5 sau mai mult de 10% granule fosfatice, sunt fosfatice. Greensmith (1989) consideră că cele mai comune depozite fosfatice marine – fosforitele – au fost definite ca fiind acele depozite care au un conținut suficient de ridicat de P_2O_5 pentru a prezenta interes economic. Astfel, conținutul în P_2O_5 este situat în jurul valorii de 18%, ceea ce ar corespunde unui conținut echivalent în apatit de circa 50%. Respectarea criteriului mineralogic cantitativ în definirea grupelor și tipurilor petrografice de roci impune și în cazul depozitelor fosfatice ca mineralele fosfatice să constituie mineralele principale din punct de vedere cantitativ. Participarea semnificativă a acestora, dar fără să fie majoritare cantitativ, definește termeni de tranziție spre alte grupe de roci. În acest sens, o rocă constituită, de exemplu, din 20% fosfați de calciu și 80% claste de dimensiuni arenitice reprezintă un arenit (gresie sau nisip) fosfatic și nu un fosforit. Cu toate acestea, în multe lucrări de specialitate sau manuale, depozitele fosfatice sunt definite ca depozite cu cel puțin 5% P_2O_5 sau cu mai mult de 10% fosfați.

X.1. Mineralogia depozitelor fosfatice

Principalele minerale care intră în constituția depozitelor fosfatice aparțin grupei apatitului cu următorii termeni finali:

- | | |
|-----------------|----------------------|
| -fluorapatit | - $Ca_5(PO_4)_3F$; |
| -hidroxilapatit | - $Ca_5(PO_4)_3OH$; |
| -clorapatit | - $Ca_5(PO_4)_3Cl$; |

DEPOZITE FOSFATICE

Fluorapatitul și hidroxiapatitul sunt specifice domeniului exogen iar clorapatitul apare doar ca molecule conținute de primii doi termeni. În general, depozitele fosfatice conțin preponderent varietăți de apatit bogate în carbonat:

- carbonat fluorapatit - $(Ca, Na, Mg)_5(PO_4, CO_3)_3F$;
- carbonat hidroxiapatit - $Ca_5(PO_4, CO_3, OH)_3 \cdot OH$.

Cel mai frecvent este carbonat fluorapatitul, varietatea cripto sau microcristalină numită **francolit**. În depozitele recente și actuale apare **dahlitul** care reprezintă o varietate criptocristalină de carbonat hidroxiapatit și hidroxiapatit. Francolitul și dahlitul sunt anizotrope din punct de vedere optic iar varietatea de fosfat de calciu care pare a fi amorfă la microscopul petrografic normal este denumită **collofan**, deși astăzi se cunoaște că este tot o formă criptocristalină de carbonat fluorapatit (produce reflexii ale razelor X caracteristice pentru carbonat fluorapatit). Este un termen util pentru fosfații de calciu care nu pot fi diagnosticați cu precizie însă unele autorități din domeniu ar prefera să se renunțe la folosirea lui. Datorită faptului că celula elementară a hidroxiapatitului este mai mare, în timp este convertit în fluorapatit care este mai stabil. Prezența acizilor humici determină apariția unei colorații variate a mineralelor, particulelor și în ultimă instanță, a rocii ca întreg, de la galben, brun, până la negru. Structura apatitului permite substituții minore a P_2O_5 cu VO_4 , As_2O_4 și SO_4 iar N, Sr, U, Th și elementele rare (+ ytriu) substituie Ca. Apatitul este greu solubil în ape cu $pH \geq 7$. Solubilitatea crește însă cu scăderea pH-ului și creșterea temperaturii.

În fosforitele actuale mai apar whitlockitul - $Ca_9(Mg, Fe)(PO_4)_6(PO_3OH)$ - și brushitul - $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$. Sunt instabili și trec în timp scurt în hidroxiapatit sau chiar fluorapatit. În depozitele fosfatice lacustre (de apă dulce) și aluviale (vechi sau actuale) apare și vivianitul - $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$.

Prin procese de alterare lateritică a depozitelor fosfatice care repauzează sau se asociază cu roci alumino-silicatică (argile, siltite) se formează fosfați de calciu și aluminiu și fosfați de aluminiu:

Fosfați de calciu și aluminiu	crandallit	$Ca_2Al_6(PO_4)_4(OH)_{10} \cdot 2H_2O$
	millisit	$(Na, K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)_9 \cdot 3H_2O$
Fosfați de aluminiu	wavellit	$Al_3(PO_4)_2(OH, F)_3 \cdot 5H_2O$
	augelit	$Al_2(PO_4)(OH)_3$

Fosfații de aluminiu ($\pm$ calciu) constituie minerale principale și în depozitele de guano formate pe insule de natură vulcanică (substrat silico-aluminos).

În fosforitele lacustre este prezent și bradleyitul - $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$, uneori putând constitui fosfatul principal.

Pe lângă mineralele principale, depozitele fosfatice mai conțin, uneori în

cantități apreciabile, carbonați (calcit, dolomit), minerale argiloase, material detritic (în special granoclaste de cuarț și feldspat), glauconit, silice (opal, calcedonie), pirită, bioclaste carbonatice și silicioase etc. În depozitele lacustre mai pot apare și carbonați de uraniu, sodiu și bariu precum și săruri evaporitice, în special shortitul – $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$.

X.2. Sistematică și caractere petrografice

În cadrul depozitelor fosfatice se pot separa trei categorii (după Greensmith, 1989, cu modificări):

- fosforite;
- depozite fosfatice continentale;
- fosforite reziduale.

X.2.1. Fosforitele

Fosforitele constituie depozite fosfatice marine sau lacustre. În mod obișnuit sunt constituite din bioclaste fosfatice și fosfatizate, peloide, intraclaste și mai puțin frecvent ooides, prinse într-un ciment și/sau matrice. Cimentul este constituit din granule criptocristaline submicronice de francolită și/sau dahlit. Pentru denumirea cimentului este utilizat termenul microsforit, prin analogie cu cimentul micritic de la rocile carbonatice. Matricea este constituită din granule detritice și carbonatice acumulate contemporan cu granulele fosfatice și se mai numește **exogangă** (constituenții nefosfatici încorporați în cimentul fosfatic se numesc constituenți de exogangă). Materialul încorporat în granulele fosfatice se numește **endogangă** și este reprezentat prin materie organică galben-brună până la neagră, granule siliciclastice, minerale argiloase, pirită autigenă framboidală, glauconit, cristale de apatit secundar și chiar dinți de rechin sau alte fragmente de bioclaste. Pelloidele au forma sferică sau elipsoidală¹ și, dacă se face abstracție de endogangă, nu prezintă structură internă diferențiată¹ (fig. X.1). Dimensiunile sunt remarcabil de uniforme, de circa 0,5mm. La periferie, pelloidele au un strat de „smalt”, de câțiva microni, format din apatit microcristalin (sticlos). Uneori acest strat este dublu sau triplu iar pelloidul devine în aparență un ooid (fig. X.2). De multe ori se pot întâlni și pelloide compuse, constituite din două sau trei pelloide cu cortex comun (fig. X.2).

În cazul structurii diferențiate a ooidelor, nucleul este reprezentat prin unul sau mai multe fragmente de bioclaste sau granule detritice sau chiar un agregat

¹ În perioada în care ooidesle cu cortex nediferențiat erau considerate pelloide cu nucleu, pelloidele propriu-zise erau numite *ovule*.

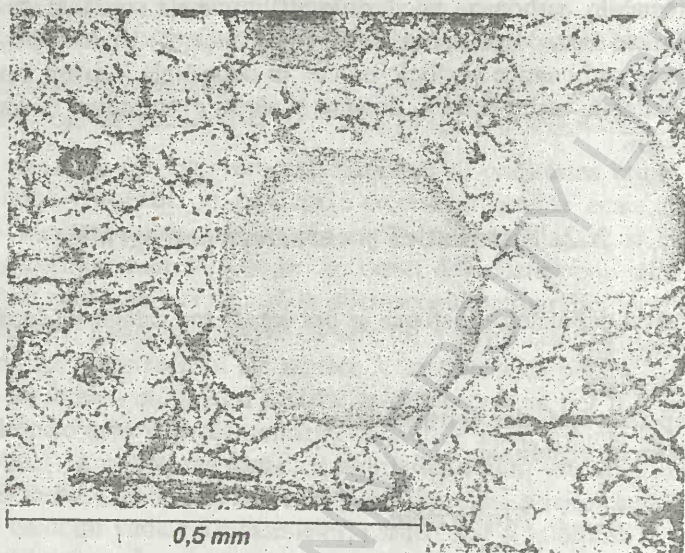


Fig. X.1. Peloid fosfatic în matrice siliciclastică silto-arenitică
(din Cook, 1976).

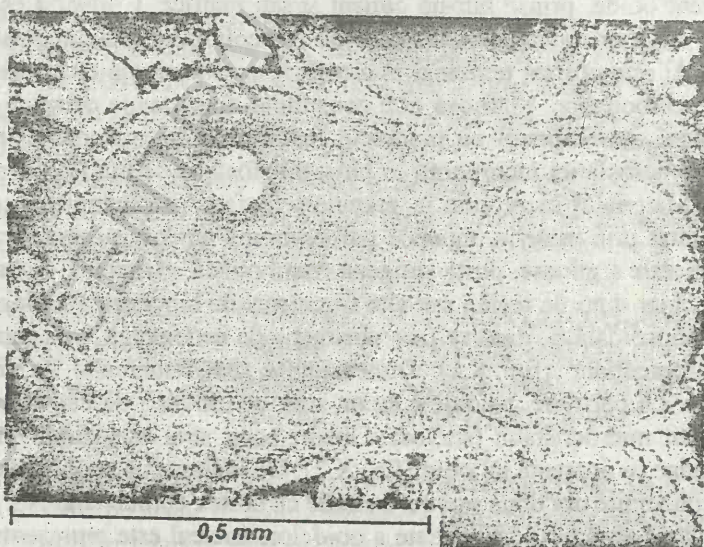


Fig. X.2. Peloid compus și strat dublu de „smalt”(dreapta) din
formațiunea Fosforia (din Cook, 1976).

criptocristalin de collofan. Cortexul este constituit dintr-o succesiune de pături concentrice cu grad de cristalinitate diferit (collofan brun-negru, francolit incolor la brun deschis) sau cu conținut diferit în substanță organică (mai închise și mai deschise la culoare – fig. X.3). Particulele alungite din endogangă, cum sunt spiculi de spongieri sau foițele de mică, sunt alineate concentric. În fosforitele asociate cu calcare apar oide al căror cortex este format dintr-o alternanță de strate concentrice calcitice și fosfatice (collofan).

Intraclastele au aceeași semnificație texturală cu cele de la rocile carbonatice, constituind fragmente microsforitice mai mult sau mai puțin angulare.

Bioclastele fosfatice reprezintă fragmente de oase și dinți de vertebrate precum și învelișuri de protecție de natură fosfatică ale unor specii de nevertebrate (valve de brachiopode, cochilii de crustacei). Bioclastele fosfatizate constituie bioclaste carbonatice sau silicioase care au suferit un proces de fosfatizare.

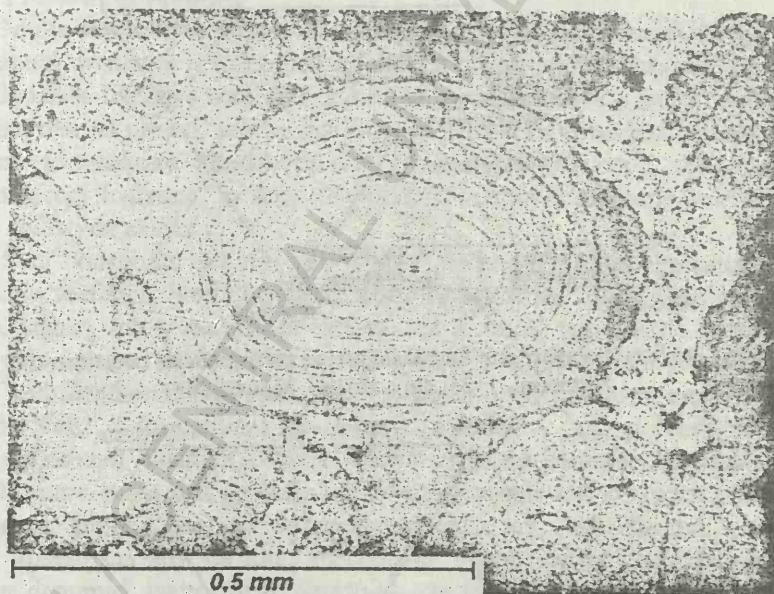


Fig. X.3. Ooid fosfatic cu cortex diferențiat (centru) și nediferențiat (stânga sus)(din Cook, 1976).

Clasificarea fosforitelor ridică unele probleme legate de prezența cimentului (fosfatic) sau a matricei (în principal detritică, dar poate fi și argiloasă, carbonatică sau silicioasă). Pentru fosforitele în care cimentul predomină net asupra matricei, se poate utiliza clasificarea propusă de Riggs (1979) care a adoptat

DEPOZITE FOSFATICE

termeni din nomenclatura calcarelor:

a) componenți ortochemici - reprezintă cimentul alcătuit din carbonat fluorapatit criptocristalin (300 – 1000 Å);

b) alocheme sau particule încorporate - ooide, peloide, intraclaste și bioclaste;

c) Litocheme sau claste fosfatice provenite în urma dezagregării unor depozite fosfatice preexistente și care au fost transportate mecanic în bazinul de sedimentare;

d) componenți metachemici - rezultă prin transformarea superficială a componentilor alochemici și litochemici; aceștia au limite difuze în raport cu cimentul și tind să se identifice cu microsforitul.

Pentru clasificare se utilizează cunoscutele diagrame ternare (fig. X.4 și X.5).

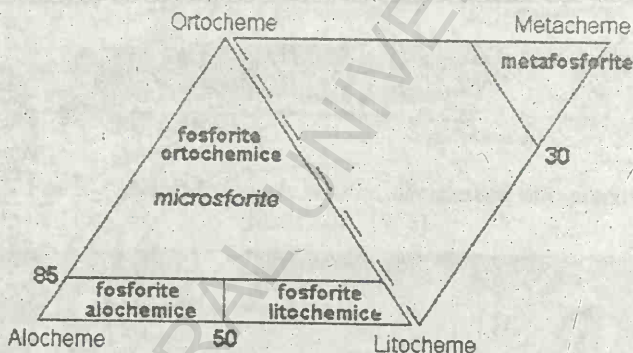


Fig. X.4. Clasificarea fosforitelor funcție de natura petrografică a constituenților (din Anastasiu, 1988; după Nriagu, Moor, 1984).

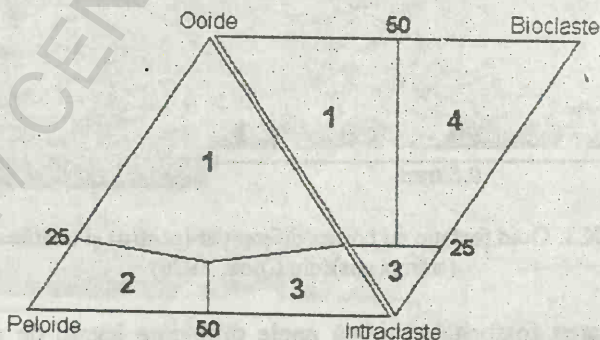


Fig. X.5. Clasificarea fosforitelor alochemice funcție de tipul alochemelor (din Anastasiu, 1988; după Nriagu, Moor, 1984). 1 - oomicrosforite; 2 - pelmicrosforite; 3 - intramicrosforite; 4 - biomicrosforite.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Cock și Shergold utilizează criteriul textural pentru clasificarea fosforitelor, folosind nomenclatura utilizată de Dunham în calcsificarea calcarelor.

Cu māl fosfatic (ortocheme)			Fără māl	Granule sudate depozitional
Predominā mālul (mud – supported)		Predominā granulele (grain – supported)		
Granule $\leq 10\%$	Granule $>10\%$	Granule $\geq 60\%$		
Mudstone phosphorite	Wackestone phosphorite	Packstone phosphorite	Grainstone phosphorite	Boundstone phosphorite

Fosforitele se mai clasifică, funcție de geometria depozitului și aspectele structurale, în **fosforite stratiforme** (bedded phosphorites), **fosforite corpusculare** și **noduli fosfatici**.

Fosforite stratiforme

Multe fosforite constituie doar faze cu caracter local sau cu formă specială în formațiuni de natură petrografică diferită cum sunt argilele sau calcarele. Există însă și depozite fosfatice care se dezvoltă la o scară mult mai mare, constituind o succesiune marină de șelf, subțire dar independentă și cu extindere orizontală foarte mare (ex. formațiunea Phosphoria din SUA - 160000 km²). Aceste fosforite reprezintă „roci fosfatice” în sens mineralogic, conținând aproape în totalitate sau exclusiv fosfați de calciu.

Sunt constituite din mai multe strate individuale care alternează cu cherturi, calcare fosfatice, gresii fosfatice, siltite fosfatice sau argile (fosfatice sau carbunoase, negre), într-o succesiune ciclică. Un ciclu are grosimi de la câțiva metri până la zeci de metri iar cauza ciclicității pare a fi modificarea nivelului mării și a ratei de sedimentare. Stratele au grosimi cuprinse între câțiva metri (Morocco, Africa de Nord și formațiunea Phosphoria, obișnuit 1-2m) și foarte rar zeci de metri (Queensland, Australia – 38m). Frecvent sunt fin laminate. Sunt constituite în principal dintr-o masă fină de collofan, deschisă la culoare. Din acest motiv se pot confunda cu gresiile fine, cu calcarele sau chiar cu unele cherturi. Corpusculii fosfatici lipsesc sau apar cu totul subordonat. Pentru aceste fosforite s-au utilizat mai multe denumiri: *microsforite*, *fosfolutite* sau *fosforite non-peletale*.

Unele fosforite stratiforme sunt lacustre. Cele mai cunoscute sunt fosforitele eocene din bazinele intramontane din statele Wyoming și Utah. Se prezintă sub formă de strate subțiri, cu grosimi cuprinse între câțiva centimetri și maxim 2 m și cu extinderi ce pot depăși 1000km² (Love, 1964). Caracteristic pentru aceste strate este faptul că roca reprezintă o argilă dolomitică până la un silit grezo-dolomit cu conținut variabil de P₂O₅, de la câteva procente până la maxim 19%. Doar local conținutul în P₂O₅ este suficient de ridicat pentru a putea vorbi de

DEPOZITE FOSFATICE

fosforite propriu-zise. În afară de fosfatul de calciu, mai apare și bradleyitul, local putând constitui peste 20% din volumul rocii. Cele mai multe strate fosfatice conțin cantități mici de bitumene, sulfuri de fier, shortit și un carbonat de uraniu, sodiu și bariu. Se asociază cu marne, calcare, argile, șisturi cărbunoase, șisturi bituminoase, siltite, gresii și evaporite lacustre (trona, shortit, halit).

Fosforite corpusculare

Sunt constituite din oioide, peloide, intraclaste și bioclaste fosfatizate sau fosfatice prinse într-o matrice carbonatică, siliciclastică sau argiloasă. Când conținutul în corpusculi fosfatici este sub 50%, roca constituie un termen de tranziție spre gresii (nisipuri), argile sau calcare. În unele depozite, bioclastele fosfatizate sau chiar fosfatice participă în proporții semnificative. Astfel, fosforitele ordoviciene din regiunea Baltică sunt formate în principal din bioclaste fosfatice de brahiopode.

Nodulii fosfatici

Concrețiunile sau nodulii fosfatici au dimensiuni de la câțiva milimetri până la un metru. Unii autori consideră că limita dimensională dintre nodulii și peloidele fosfatice ar putea fi 2mm (corespunzând limitei nisip – pietriș). Nodulii fosfatici au caracteristică suprafața neregulată cu porțiuni concave. Nodulii de dimensiuni mai mari pot fi plăți. În prezent sunt întâlniți în zona de șelf a Oceanului Atlantic și Indian, la adâncimi cuprinse între 30 și 300 m. Inițial au culoarea gri deschis și suprafața pulverulentă (pământoasă) însă după litificare culoarea devine brun deschisă iar suprafața exterioară este netedă, lucioasă și îmbogățită în goethit și oxizi de mangan. Mulți noduli sunt compuși, fiind constituiți din mai mulți noduli mai mici prinși într-un ciment microsforitc de natură francolitică. Textura este similară cu a unui conglomerat. Atât nodulii încorporați cât și microsforitul conțin diverși constituenți de endo, respectiv exogangă. O bună parte din acești noduli au caracter relict și s-au format în timpul Terțiarului și Pleistocenului. Au fost deplasați pe distanțe scurte și prelucrați timp îndelungat (Greensmith, 1989).

X.2.2. Depozite fosfatice continentale

În această grupă sunt cuprinse *pietrișurile fosfatice*, *breciile de oase* și *depozitele de guano și cheiropterii*.

Pietrișurile fosfatice și stratele de pietrișuri fosfatice apar sub forma unor lentile de câțiva metri grosime și sunt constituite din claste rotunjite, aplatizate sau angulare de fosfați, de dimensiuni ruditice, arenitice și siltice, prinse într-un ciment carbonatic (fig. X.6). S-au format pe seama unor fosforite în timpul perioadelor de regresie marină. În timpul exondării, fosforitele au fost supuse unui proces intens de dezagregare și alterare, rezultând un detritus fosfatic care a fost transportat pe

distanță relativ scurtă și redepus.

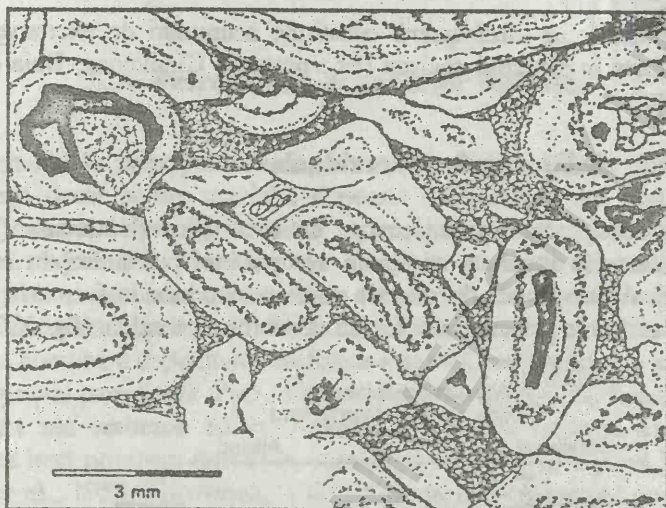


Fig. X.6. Strat de pietriș fosfatice din Scoția (Carbonifer inferior). Galeții fosfatice bine rotunjiți sunt prinși într-un ciment dolomit (dolospirit) (din Greensmith, 1989).

Brechiile (stratele) de oase constituie acumulări lenticulare sau stratiforme mai recente sau vechi, uneori bituminoase. Conțin oase și fragmente de oase de vertebrate superioare, au grosimi mici și s-au format în perioade în care aportul de material terigen a fost redus. Cele mai renumite sunt stratele de oase din Țara Galilor (Ludlow Bone Beds – Silurian) și din vestul Angliei (Rhaetic Bone Bed). Ultimul are o grosime de câțiva centimetri și este format din oase și fragmente de oase (francolit) de amfibieni, reptile și pești, prinse într-o matrice de compoziție grezo-calcaroasă.

Depozitele de guano sunt depozite recente care s-au format în principal (și se formează) în zonele insulare ale Oceanului Pacific și Indian, situate la latitudini mici. Sunt formate din resturi scheletale și excremente de păsări. După acumulare, datorită condițiilor climatice deosebite (temperaturi ridicate și precipitații sporadice) au loc reacții de descompunere în urma cărora nitrații și oxalații sunt dizolvați, substanțele volatile se degajă iar fosfații de amoniu și magneziu se concentrează. Are loc o creștere a conținutului în P_2O_5 de la 4-5% la aproape 40%. Ulterior, fosfații de amoniu și magneziu reacționează cu roca din substrat. Se formează fosfați de calciu cum este whitlockitul, dacă substratul este calcaros (insule recifale) sau fosfați de aluminiu și calciu (crandallit) dacă roca din substrat este vulcanică (insule vulcanice). Toate mineralele nou formate au conținut foarte

DEPOZITE FOSFATICE

scăzut în fluor. Depozitele de guano din China sunt renumite prin conținutul ridicat în P_2O_5 și scăzut în F.

Depozitele de cheiropterit constituie acumulări de excremente de păsări (lilieci) formate în sistemul spelean (ex.: peșterile Cioclovina, Baia de Fier, Gura Dobrogei etc.).

X.2.3. Fosforite reziduale

Fosforitele stratiforme asociate cu roci silico-aluminoase (argile, siltite, gresii) și situate în imediata apropiere a suprafeței pot suferi, în condițiile unui climat tropical, un proces de alterare care va conduce la formarea unui depozit rezidual constituit în principal din fosfați de aluminiu ± calciu (fig. X.7).

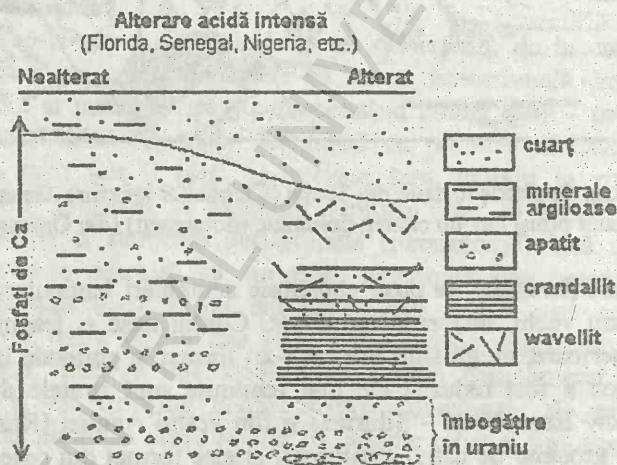


Fig. X.7. Schiță printr-o zonă de alterare a unui depozit fosfatic (din Altschuler et al., 1958, cu modificări).

Cele mai cunoscute și studiate fosforite reziduale sunt cele de pe marginea atlantică a continentului african, care sunt și exploatate în câteva puncte. În cadrul acestor fosforite reziduale se disting două tipuri principale de faciesuri (după Flicoteaux, 1982):

- primul tip este un depozit stratiform, fin laminat, dezvoltat la partea superioară a nivelului de fosforite stratificate;
- al doilea tip este reprezentat de o rocă breicioasă la nodulară, compactă la vacuolară și care se dezvoltă numai la suprafața terenului, fie direct pe fosforitele primare, fie pe argilele interstratificate cu acestea; este foarte asemănătoare, din

punct de vedere al morfologiei și culorii, cu lateritele și din acest motiv Besaire (1943) a utilizat termenul „*lateritoide fosfatice*” (din Flicoteaux, 1982).

X.3. Petrochimia depozitelor fosfatice

Conținutul în principalii oxizi pentru depozitele fosfatice variază în limite mult mai largi decât pentru celelalte depozite sedimentare din două motive. În primul rând, mineralele principale pot fi reprezentate prin trei grupe de fosfați: de calciu (apatit, whitlockit, brushit), de aluminiu ± calciu (crandallit, millisit, wavellit, augelit) și de sodiu și magneziu (bradleyit). În al doilea rând, matricea (exoganga) fosforitelor poate fi detritică, argiloasă, carbonatică sau silicioasă. Caracteristica comună a depozitelor fosfatice este însă conținutul ridicat de P_2O_5 .

Conținutul teoretic de P_2O_5 din apatit este de circa 42%, funcție de variația fluorapatit sau carbonat apatit. Apatitul sedimentar (chimic sau biogen) se caracterizează însă printr-un deficit în conținutul de P_2O_5 de 2 până la 6 procente (Altschuler et al., 1958; Flicoteaux, 1982). Compoziția chimică a unor fosfați din fosforitele marine și reziduale de pe coasta atlantică a Africii este redată în tabelul X.1. Se poate observa că în fosfații de calciu apare cel mai ridicat conținut de P_2O_5 . Din acest motiv, conținutul maxim de P_2O_5 din depozitele fosfatice nu depășește 40%. În general fosforitele lacustre prezintă conținuturi mult mai scăzute de P_2O_5 decât cele marine, rareori depășind 20% (tabelul X.2). Conținutul minim este funcție de definiția depozitelor fosfatice și este de circa 5% (depozite fosfatice în sensul lui Anastasiu, 1988), respectiv 18% (în sensul lui Greensmith, 1989). Al doilea oxid ca importanță este CaO, cu excepția fosforitelor reziduale sau a depozitelor de guano formate pe substrat silico-aluminos. Conținutul în CaO variază, funcție de compoziția mineralogică a rocii, între 20 și 50%, fiind mai ridicat în fosforitele cu exogangă carbonatică și mai scăzut în cele cu exogangă detritică sau argiloasă. În depozitele de guano și în fosforitele reziduale, conținutul în CaO scade sub 15%. În cazul fosforitelor reziduale cu augelit și/sau wavellit, conținutul de CaO nu depășește 1-2%. Al_2O_3 prezintă un conținut maxim, de peste 25-30% numai în cazul fosforitelor reziduale cu fosfați de aluminiu. Valori mai ridicate, de 10-15%, apar și în cazul fosforitelor cu matrice siliciclastică sau argiloasă precum și în cazul unor depozite fosfatice continentale. În fosforite, în mod obișnuit prezintă valori de ordinul procentelor.

TiO_2 are o participare redusă, de câteva zecimi de procent. Valori mai ridicate, de peste 1%, apar în unele fosforite reziduale sau noduli fosfatice. Oxizii de fier prezintă valori scăzute, rareori depășind 1%. Valori mai ridicate, de ordinul procentelor, sunt caracteristice unor fosforite reziduale (tabelul X.1).

DEPOZITE FOSFATICE

Tabelul X.1

Compoziția chimică a unor fosfați din fosforitele marine de pe marginea atlantică a Africii
(din Flicoteaux, 1982)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	7,30	1,20	3,10	3,50	2,60	1,30	18,50	0,70
Al ₂ O ₃	1,10	0,70	36,10	31,20	33,30	26,30	38,90	35,30
TiO ₂	0,10	0,04	0,15	0,40	1,41	3,36	0,93	0,13
Fe ₂ O ₃	0,60	0,30	0,40	1,30	1,70	12,60	1,80	1,50
MgO	0,10	0,07	<0,02	0,02	0,02	0,05	0,08	0,01
CaO	50,50	54,30	13,10	10,40	10,10	8,10	0,70	0,20
Na ₂ O	0,10	0,06	0,12	0,07	0,77	1,79	0,05	0,05
K ₂ O	0,10	<0,05	0,05	0,07	0,10	0,18	0,18	0,20
P ₂ O ₅	37,70	34,40	32,92	31,40	34,50	31,33	24,96	34,30
SrO	0,15	0,04	0,91	2,15	0,03			0,01
F	3,70	4,20						
P.C.	2,54	5,64	14,01	17,52	15,76	15,62	12,60	27,03

1,2 – carbonat fluorapatit; 3 – crandalit; 4 – crandalit cu stronțiu; 5 – millisit calcic;
6 – millisit bogat în fier; 7 – augelit; 8 – wavellit.

Tabelul X.2

Compoziția chimică a unor depozite fosfatice

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	11,90	0,9	17,4	36,8	27,3	24,03	4,05
Al ₂ O ₃	1,7	1,5	5,3	7,7	7,2	26,08	0,77
TiO ₂	0,1	Nd	0,2	0,34	0,29	1,25	nd
Fe ₂ O ₃	1,1	0,4	4,2	1,6	1,7	8,16	0,53
FeO	nd	nd	1,3	0,38	1,4	nd	nd
MgO	nd	nd	2,6	0,52	5,9	0,10	0,25
CaO	44,0	52,9	31,8	24,40	15,70	7,27	51,13
Na ₂ O	0,6	0,1	2,2	3,0	6,50	0,39	0,18
K ₂ O	0,5	0,1	0,52	1,2	4,2	0,19	0,08
P ₂ O ₅	30,50	37,3	18,70	16,30	5,2	20,09	33,0
CO ₂	2,2	2,2	8,8	2,8	17,2	-	2,29
F	3,1	4,1	-	-	-	-	0,02
Subs.Org	2,1	-	0,1	nd	-	-	nd

1 – formațiunea Phosphoria (din Rădulescu, Anastasiu, 1979; după Blatt, 1972);
2 – Florida (din Altschuler et al., 1958); 3, 4, 5 – fosforite lacustre din bazinul
Green River (din Love, 1964; 5 – silit fosfatic cu bradleyit); 6 – fosforit
rezidual (alumino-calcic) din Senegal, compoziție medie (din Flicoteaux, 1982);
7 – guano, China (Bull. Com.)

Oxizii de Mg, Na și K au o participare redusă, prezentând fiecare în parte un conținut ce se situează obișnuit sub 1%. Excepție fac unele depozite lacustre, în care acești oxizi pot depăși, împreună, 10%. Conținutul ridicat de Mg și Na din aceste depozite se datorează în primul rând prezenței brandleyitului. Bioxidul de carbon prezintă obișnuit valori de ordinul procentelor. Doar în unele depozite fosfatice continentale actuale și în unele fosforite reziduale, conținutul de CO_2 este sub 0,5%.

Fluorul este practic omniprezent în depozitele fosfatice, putând ajunge la 3-3,5%. Apare însă în cantități foarte mici, de 0,1-0,2%, în depozitele fosfatice continentale actuale sau în unele fosforite lacustre sau reziduale.

Fosfatul de calciu este un important concentrator de uraniu din natură. Dacă conținutul mediu de uraniu din roci este de câteva ppm iar în apa de mare nu depășește 2 ppm, în fosforite poate atinge valori de 0,2-0,3%. Depozitele fosfatice sunt lipsite de minerale de uraniu. În plus, în fosforitele reziduale, constituite în principal din fosfați de aluminiu, conținutul în U este remarcabil de scăzut. Din aceste motive se consideră că uraniul substituie calciul din rețeaua apatitului. Această substituție este facilitată de faptul că U și Ca au raze ionice apropiate: 0,97 Å, respectiv 0,99 Å. Variația conținutului de P_2O_5 din depozitele fosfatice este în mod remarcabil urmată de cea a conținutului de U (fig. X.8).

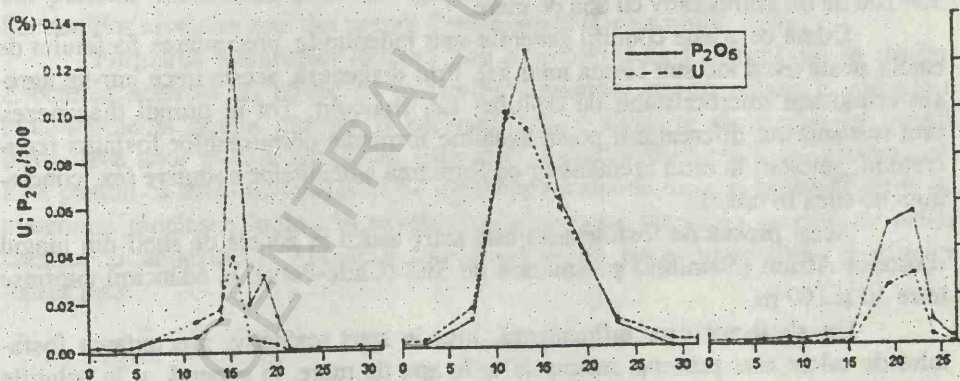


Fig. X.8. Distribuția comparativă a U și P_2O_5 în fosforitele lacustre din bazinul Green River (din Love, 1964); pe abscisă este trecută grosimea stratului probat.

X.4. Petrogeneza depozitelor fosfatice

Sursa fosforului o constituie apatitul din rocile magmatice și metamorfice. Prin alterare, fosforul este transportat în bazinele lacustre și marin-oceanice fie sub

DEPOZITE FOSFATICE

formă dizolvată (în principal de către apele freatice slab acide), fie adsorbit de diverși coloizi (în special de hidroxizi de Fe), minerale argiloase sau complecși organo-minerali. Conținutul mediu de fosfor în rocile crustale este de 0,23% iar în apa oceanelor (atât în soluție cât și în suspensie) de numai 70 $\mu\text{g/l}$. Cu toate că acest conținut poate crește, în anumite părți ale oceanului planetar sau ale unor mări cum este Marea Neagră, la 100÷200 $\mu\text{g/l}$, pentru a se forma fosforitele (30-40% P_2O_5) este nevoie de o concentrare a fosforului de 2 milioane de ori mai mare. Dacă se are în vedere grosimea fosforitelor și intervalul de timp în care s-au acumulat, este evident că simpla precipitare nu este suficientă și că o concentrare cel puțin locală este necesară. În parte, această concentrare a fosforului este asigurată de organisme. Câteva microorganisme planctonice, diatomeele, cyanophycee și hystrichospheridele conțin în schelet și părțile externe până la 3% P_2O_5 . De asemenea, crustaceele conțin până la 8% iar vertebratele până la 40%. Pe lângă aceasta, dezvoltarea explozivă a planctonului („blooms”) determină o nouă concentrare, de 5-6 ori, a fosforului. Acumularea fosforitelor necesită concentrarea țesuturilor moarte și a materialului scheletal. Un astfel de aport de material organic trebuie să persiste o lungă perioadă de timp și totodată să fie rapid încorporat în stratul de sedimente de pe fundul bazinului (pentru a preveni dispersia). În condiții alcaline ($\text{pH} \geq 7,5$) și slab anoxice ($E_h \approx 0$), apa interstițială se poate îmbogăți în fosfor de 25÷100 de ori comparativ cu apa de mare.

Odată ce aceste condiții generale sunt îndeplinite, precipitarea fosfatului de calciu poate avea loc sub forma unui gel. Prin diagenază, acesta trece într-un agregat cripto sau microcristalin de collofan sau francolit. Tot în timpul diagenezei, prin mecanismul diferențierii poate avea loc formarea corpusculilor fosfatici (concrețiuni, peloide) în mod asemănător cu formarea silicolitelor nodulare (ex. concrețiuni de silex în crete).

Acest proces de fosfogeneză este activ astăzi în zonele de shelf din lungul coastelor Africii (Namibia) și Americii de Sud (Chile-Peru), la adâncimi cuprinse între 30 și 100 m.

Un alt factor care influențează, însă în sens restrictiv, precipitarea fosfatului de calciu este prezența magneziului în apa de mare, în general, și în soluțiile interstițiale din sedimente, în special. Mg^{2+} inhibă precipitarea directă a fosfatului în málul de pe fundul bazinului deoarece reprezintă un cation în competiție cu Ca^{2+} pentru poziția structurală din rețeaua cristalină a apatitului. Se consideră că în zonele de precipitare a fosfatului există câteva mecanisme care determină fixarea magneziului și astfel, scăderea concentrației (Greensmith, 1989). Dintre acestea, probabil o importanță mare prezintă adsorbția Mg de către mineralele argiloase preexistente (în special smectitele) și precipitarea unor silicați magnezieni cum ar fi palygorskitul și sepiolitul. În golfuri, estuare, lagune sau lacuri alcaline, Mg poate fi îndepărtat prin precipitarea dolomitului.

Un alt mod de formare a fosfatului de calciu este substituția diagenetică, cunoscută sub termenul „fosfatizare”. Bioclastele calcaroase și silicioase, materialul siliciclastic și chiar materialul fosfatic preexistent (claste de apatit) pot fi pseudomorfozate de francolitul precipitat din soluțiile interstițiale. Uneori francolitul apare ca microsforit și în acest caz procesul de substituție se numește *fosfomicritizare*.

Astăzi este acceptat faptul că fosforitele marine sunt rezultatul ambelor mecanisme de fosfogeneză, adică autigeneza (precipitarea) și metasomatismul diagenetic.

Originea nodulilor fosfatici este controversată. Unii cercetători consideră că s-au format prin creștere autigenetică în mărul fosfatic. Prin procese de nucleație în jurul paticulelor de substanță organică aflată în descompunere (inclusiv material coprolitic). Alții consideră că există mai multe etape în formarea nodulilor. Inițial are loc fosfatizarea mărului prin autigeneză și concentrarea prin diagenază. Ulterior, după litificare, depozitul este exondat și supus dezagregării. Dezagregarea este intermitentă datorită unor fluctuații permanente ale nivelului mării. Această ipoteză a apărut în urma descoperirii unor pavaje fosfatice („pavements”) la adâncimi de circa 33m de la suprafața sedimentelor din unele zone oceanice. Sunt constituite din peloide, concrețiuni și noduli spărți și recimentăți. S-au format ca urmare a fluctuațiilor nivelului apei din timpul Cenozoicului (Greensmith, 1989).

Formarea fosforitelor lacustre este o problemă încă nerezolvată pe deplin. Asocierea acestora cu nivele de evaporite, conținutul uneori ridicat în substanțe bituminoase și uraniu precum și prezența bradleyitului și shortitului nu permit formularea unor ipoteze simpliste, cum ar fi precipitarea chimică sau biochimică. Este posibil ca sursa fosforului să fie reprezentată atât de materia organică cât și de materialul pioclastic întâlnit în stivele litologice (sunt frecvente nivelele de tufuri dacitice și andezitice). Acesta a fost dizolvat de apele interstițiale și ulterior reprecipitat.

XI. EVAPORITE

Unul dintre procesele care conduc la concentrarea soluțiilor naturale este evaporarea. Dacă în urma evaporării apei se atinge pragul de suprasaturare pentru unul sau mai mulți componenți aflați în soluție, are loc precipitarea sărurilor. Depozitele rezultate se numesc *evaporite*. Nu toate depozitele formate prin precipitare chimică în urma evaporării apei sunt incluse în această grupă. De exemplu, calcarele de precipitație chimică asociate cu evaporitele, nu sunt incluse în această grupă.

Evaporarea extensivă și concentrarea în săruri are loc în lacuri saline intracontinentale (*salinas*), lacuri efemere din zonele deșertice (*playa*¹), lagune, zone de tip *sabkha*² și în zone marginale ale mărilor sau în părțile centrale ale mărilor semiînchise sau izolate.

Evaporitele se asociază cu calcare, dolomite, argile, marne, siltite și uneori fosforite.

XI.1. Mineralogia evaporitelor

În cadrul depozitelor saline au fost puse în evidență aproape 100 de minerale. Prezintă însă importanță, atât prin frecvența de apariție cât și prin participarea cantitativă la alcătuirea evaporitelor, doar un număr restrâns de cloruri, sulfați, carbonați și borați (tab. XI.1).

Mineralele evaporitice se prezintă sub formă de cristale frecvent euhedrale și cu dimensiuni variabile, cel mai adesea de ordinul zecimilor de milimetru sau al milimetrilor. Au fost găsite cristale de borați cu dimensiuni de peste 2 m (Boron, California) însă se consideră că dezvoltarea mare a cristalelor se datorează recrystalizării sau remobilizărilor diagenetice. La gips, anhidrit și celestină este frecvent și habitusul fibros.

¹ Prin „playa” se înțeleg și sărurile depuse pe fundul unui lac uscat (perioadele secetoase).

² Zone de coastă afectate de marea, din regiuni cu climă caldă și aridă, cu precipitații foarte reduse și evaporare foarte intensă; aceste zone de coastă au caracter de plaje deșertice și sunt cunoscute sub numele „sabkha”.

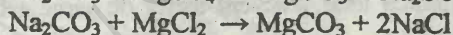
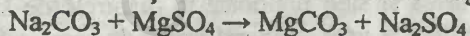
PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Halitul prezintă și habitus sferoidal sau ooidic (Marea Moartă, lacul Asal-Djibuti, cristalizoarele¹ de sare de la Berre-Franța). Se consideră că sferoidele de sare s-au format prin bioprecipitare (Castanier et al., 1992; 1999).

Tabelul XI.1
Principalele minerale evaporitice.

Cloruri	halit	NaCl	Sulfai	polihalit	$K_2MgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
	silvină	KCl		astrakanit	$Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$
	carnalit	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$		kainit	$MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$
	bischoffit	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$		shortit	$Na_2Ca_2(CO_3)_3$
Sulfai	anhidrit	$CaSO_4$	Carbonați	natron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
	glauberit	$Na_2Ca(SO_4)_2$		trona	$Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$
	thenardit	Na_2SO_4			
	baritină	$BaSO_4$	Borați	borax	$Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 8H_2O$
	langbeinit	$K_2Mg_2(SO_4)_3$		kernit	$Na_2[B_4O_6(OH)_2] \cdot 3H_2O$
	celestină	$SrSO_4$		ulexit	$NaCa[B_3O_6(OH)_6] \cdot 5H_2O$
	gips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$		probertit	$NaCa[B_3O_7(OH)_4] \cdot 3H_2O$
	kieserit	$MgSO_4 \cdot H_2O$		colemanit	$Ca[B_3O_4(OH)_3] \cdot H_2O$
	hexahidrit	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$		hidroboracit	$CaMg[B_3O_4(OH)_3]_2 \cdot 3H_2O$
	epsomit	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$		inderit	$Mg[B_3O_3(OH)_3] \cdot 5H_2O$
	mirabilit	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$		boracit	$Mg_3Cl[B_7O_{13}]$
				lüneburgit	$Mg_3[PO_4]_2[B_2O(OH)_4] \cdot 6H_2O$

Evaporitele mai conțin, uneori în cantități apreciable, carbonați (calcit, dolomit, mgnезit, aragonit), minerale argiloase (illit, montmorillonit), clorit, sulfuri (pirită, marcasită, calcopirită, galenă), hematit, opal, granoclaste (cuarț, feldspați, mice) etc. Magnezitul precipită în urma reacției dintre carbonatul de sodiu de origine continentală și sulfatul sau clorura de magneziu din soluțiile saline:



XI.2. Sistemática evaporitelor

Depozitele evaporitice se clasifică, după criteriul mineralogic, în patru

¹ Depresiuni naturale de câțiva km² în care este adusă cu ajutorul unei conducte și revărsată saramura obținută prin dizolvarea sării dintr-un zăcământ; sarea obținută în urma evaporării apei se recoltează pentru scopuri industriale și se numește *sare solară*.

categorii:

1. *Evaporite saline*
 2. *Evaporite cu sulfați*
 3. *Evaporite cu carbonați*
 4. *Evaporite cu borați*
1. Evaporitele saline cuprind, la rândul lor, două tipuri de depozite:
- depozite de sare gemă;
 - depozite de săruri delicvescente.

Depozitele de sare gemă conțin în mod frecvent peste 90% NaCl. Roca este de obicei macrogranulară iar cristalele de sare conțin în cantități variabile impurități și incluziuni lichide și gazoase. Numărul și dimensiunea acestora determină transparența cristalelor, de la transparente la mai mult sau mai puțin translucide sau aproape opace.

Formațiunile salifere conțin cantități variabile de material detritic. Pentru formațiunile salifere din țara noastră, Stoica și Gherasie (1981) clasifică materialul detritic în: minerale argiloase, elemente detritice mari, elemente brecioase, lame tectonice și blocuri gigantice. Mineralele argiloase sunt reprezentate prin illit, clorit și montmorillonit. Materialul argilos se găsește, în mod obișnuit, în proporție de 5-40% iar în depozitele aproape pure de sare, în proporție de 0,5-5%. Elementele detritice mari constituie adevărate strate de gresii și conglomerate în care clastele sunt cimentate cu sare și material argilos. Elementele brecioase reprezintă fragmente de diverse dimensiuni (milimetrice până la metrice) formate prin ruperea stratelor de argile, marne și gresii depuse ritmic cu stratele de sare, datorită comportării rigide a acestora în timpul curgerii plastice a sării. Brecifierea este condiționată de conținutul în sare. Stratele de argile, marne și gresii cu un conținut în sare mai mic de 30%, de obicei nu se brecifiază (Stoica, Gherasie, 1981). În urma acestui proces se formează "*brecia sării*". Este o brecie intraformațională, fiind prezentă în toate bazinele salifere cu sare impură. Uneori formațiunea cu sare brecioasă poate atinge 2000-3000m grosime, iar conținutul de material terigen variază de la 3-4% la 30-40%. Lamele tectonice și blocurile gigantice provin din roci mai noi sau mai vechi decât sarea și sunt înglobate în diapirele de sare. În sarea acvitaniană din molasa subcarpatică apar frecvent astfel de lame tectonice aparținând ca vârstă Oligocenului superior.

Ca formă de zăcământ, depozitele de sare gemă pot fi stratiforme sau constituie diapire. Depozitele stratiforme sunt masive și omogene, fin stratificate, ritmice sau brecioase. Depozitele fin stratificate sunt constituite dintr-o alternanță de nivele de sare de diverse culori și secvențe siltice sau pelitice. Structurile ritmice sunt alcătuite din secvențe duble de halit-anhidrit, de grosimi, cel mai adesea, centimetrice.

Diapirismul sării a fost denumit, definit și explicat pentru prima dată în

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

lume de către Ludovic Mrazec, într-o serie de lucrări publicate în perioada 1902-1915. Astfel, diapirismul a fost definit ca fiind procesul prin care rocile plastice și cu densitate mai mică, cum este sarea, migrează din zonele mai profunde ale litosferei, cu gradient de presiune mai ridicat, spre suprafață, boltind sau străpungând stratele din acoperiș. În urma acestui proces de curgere, depozitele de sare nu-și mai păstrează poziția stratigrafică inițială iar structurile nou formate se numesc *structuri halogene*. Morfologia diapirelor de sare este variată și depinde de prezența sau absența forțelor tectonice rupturale și de durata procesului de curgere. În evoluția unui depozit de sare se pot observa următoarele structuri halogene: dom (pernă), stâlp, lamă și picătură diapiră. În prezența forțelor tectonice rupturale se formează lame de rabotaj. În România se întâlnesc toate tipurile de structuri halogene menționate (inclusiv cea de strat). Curgeri intense recente au manifestat numeroase masive de sare din depresiunile Transilvaniei și precarpatică. Cel mai clasic exemplu este cel al masivului de sare de la Praid. Prin curgere diapiră, sarea a ridicat (boltit) lunca și terasele holocene ale Corundului și Târnavei Mici pe o suprafață de aproximativ 1,5km², cu aproape 100 m în ultimii 2000-5000 ani (Stoica, Gherasie, 1981).

În ultimii ani, pentru definirea structurilor diapire se utilizează din ce în ce mai frecvent termeni preluați din nomenclatura formelor de zăcămint ale rocilor magmatice: pillow-sare (*salt pillow*) și stock diapir (fig. XI.1).

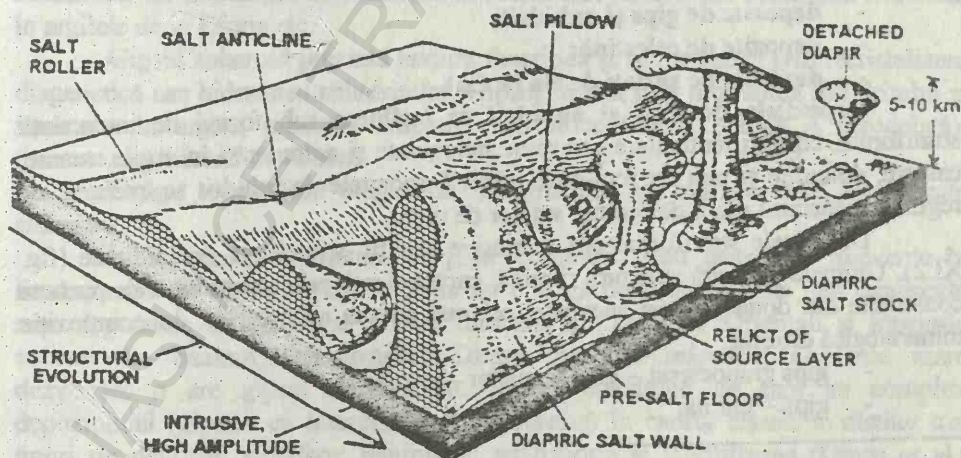


Fig. XI.1. Evoluția sării și tipuri de diapire (din Einsele, 1992).

Depozitele de sare gemă mai conțin și alte minerale evaporitice, cele mai

EVAPORITE

frecvente fiind anhidritul, polihalitul și dolomitul¹.

*Depozitele de săruri delicvescente*² sunt alcătuite în principal din sulfati și cloruri de K, Mg și Na. În general sunt situate în partea terminală a unor cicluri evaporitice, constituind strate de grosimi și compoziție mineralogică variabile. Asociațiile mineralogice din cadrul depozitelor de săruri delicvescente sunt:

- asociații silvinice (silvină + halit + carnalit);
- asociații carnalitice (carnalit + halit ± silvină ± kainit etc.);
- asociații kieseritice (kieserit + halit + silvină ± polihalit ± astrakanit etc.);
- asociații polihalitice (polihalit + halit + anhidrit ± alte săruri);
- asociații langbeinitice (langbeinit + polihalit + halit);
- asociații kainitice (kainit + halit).

Cele mai importante din punct de vedere economic, sunt asociațiile silvinice. În prezent, cea mai mare parte a producției mondiale de săruri de potasiu se obține din exploatarea unor depozite de acest tip. În România, depozitele de sare gemă au o largă dezvoltare în depresiunea precarpatică, alcătuiind formațiunea saliferă miocenă, cu aspecte diapire, precum și în depresiunile Transilvaniei și Maramureșului. Au mai fost puse în evidență câteva acumulări reduse de sare, de vârstă triasică, în Platforma Moesică. Depozite de săruri delicvescente se găsesc pe aliniamentul v. Putnei (Vrancea) – v. Ozanei, la Bălățești-Crăcăuani, Tazlău, Frumoasa, Juga, Găleanu etc. Apar sub formă de strate, lentile sau diapire de dimensiuni reduse, izolate sau asociate cu depozite de sare gemă.

2. *Evaporitele cu sulfati* cuprind trei categorii de depozite:

- depozite de gips și anhidrit;
- depozite de celestină;
- depozite de sulfati de Na (± Ca).

Depozitele de gips și anhidrit se întâlnesc sub formă de intercalații stratiforme, corpuri lenticulare sau mase neregulate și aglomerări în argile, marne, calcare, dolomite și mai rar roci epiclastice. Depozitele de anhidrit se întâlnesc de regulă la adâncimi mari, de ordinul sutelor de metri.

Depozitele stratiforme pot fi masive sau fin stratificate și laminate (fig. XI.2). Ultimele prezintă structură ritmică, caracterizată prin repetarea unor pachete constituite din două sau trei secvențe, cel mai adesea milimetrice, cu compoziție mineralogică diferită:

- gips granoclasat – gips secundar – argilă;
- gips – marnă;

¹ Deși nu este considerat mineral evaporitic propriu-zis, este frecvent în depozitele de evaporite, formându-se tot prin precipitare.

² Delicvescența reprezintă proprietatea unor săruri de a se dizolva în apa absorbită higroscopic din atmosferă. Și sarea gemă este delicvescentă însă nu mai la o umiditate atmosferică de peste 75%.

- anhidrit – gips,
- anhidrit – argilă;
- anhidrit – calcit;
- anhidrit – sare gemă;
- anhidrit – gips – sare gemă;
- anhidrit – gips – șist bituminos etc.

În secvențele de gips granoclasat, dimensiunea cristalelor crește din baza laminei spre partea superioară (granoclasare inversă), de la câteva sutimi la câteva zecimi de milimetru.

Anhidritul se poate prezenta și sub formă de noduli cu suprafețe neregulate, în argile și mai rar calcare. Se formează în sedimente argiloase, prin creșterea cristalelor în timpul precipitării din soluții interstițiale hipersaline, sau în urma modificărilor de volum (38%) datorate deshidratării gipsului. Nodulii de anhidrit constituie agregate granulare de culoare albă.

Depozitele gipsifere pot prezenta aspecte structurale particulare, datorate proceselor diagenetice. Cele mai frecvente structuri secundare sunt megacristalele (denumite impropriu porfiroblaste), agregatele megacristaline și agregatele zaharoide. Megacristalele se formează prin hidratarea anhidritului, au dimensiuni considerabil mai mari decât cristalele de anhidrit (fig. XI.3) și frecvent prezintă structură poikilitică (conțin incluziuni reprezentate prin cristale fine de anhidrit). Agregatele megacristaline sunt constituite din cristale larg dezvoltate, uneori de ordinul centimetrilor sau mai mari și frecvent prezentând macula în coadă de rândunică. La noi în țară se întâlnesc în rocile carbonatice din Platforma Moesică, în argilele de la Eforie etc.

Gipsul zaharoid prezintă textură faneritică și se formează prin recristalizare diagenetică sau hidratarea anhidritului. Gipsul format prin hidratarea anhidritului și intercalat în argile, prezintă structuri enterolitice (cutare stânsă și neregulată), datorate modificării de volum.

Gipsul recristalizat diagenetic, fin granular, de culoare albă, se numește alabastru.

În România, depozitele de gips ± anhidrit sunt destul de frecvente în formațiunile de vârstă terțiară însă nu au o largă dezvoltare. Cele mai cunoscute sunt depozitele de gips din molasa miocenă a Carpaților Orientali și gipsurile eocene din bazinul Transilvaniei. Dintre gipsurile miocene, cea mai mare dezvoltare o are gipsul de Perchiu. Acesta constituie de fapt un complex depozitional (gipsuri cu intercalații de epiclastite) în cadrul căruia se disting trei tipuri de depozite gipsifere: laminite, stratiforme și lentiliforme (Grasu et al., 1999). Gipsurile laminite sunt constituite dintr-o alternanță de lamine de gips alb, fibros, cu lamine argiloase.

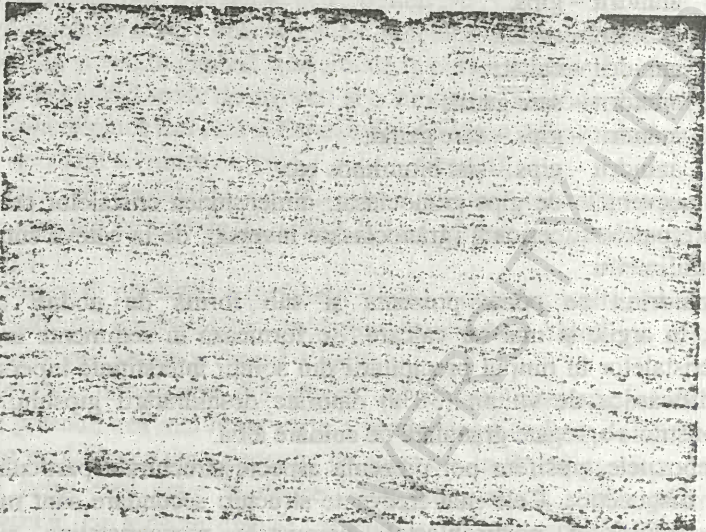


Fig. XI.2. Gips laminat, Miocen, Cipru. În partea superioară se observă structura enterolitică (din Greensmith, 1989).

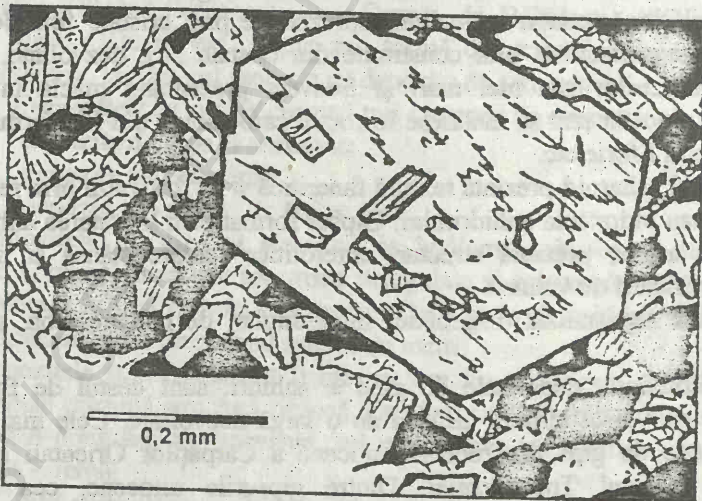


Fig. XI.3. Megacristal (porfiroblast) de gips secundar cu structură poikilitică (Greensmith, 1989).

Gipsurile stratiforme au dezvoltarea cea mai mare și se prezintă în strate subțiri, frecvent de ordinul centimetrilor (max. 20-30cm). Au aspect rubanat, conferit de alternanța de benzi cenușii, cenușii negricioase, cu benzi albe sau rozii. Uneori prezintă structuri enterolitice. În lungul planelor de stratificație se dezvoltă

agregate fibroase de gips remobilizat, cu fibrele dispuse perpendicular pe acestea. Accidental, gipsurile stratiforme mai conțin celestină și dolomit. Gipsurile lentiliforme au culoarea albă și aspect fin zaharoid (alabastru).

Depozitele de celestină au o răspândire foarte redusă, fiind constituite în principal din celestină și dolomit, în raporturi aproape egale. Apar întotdeauna în asociație cu alte secvențe evaporitice, în principal gipsifere și de regulă în partea inferioară a secvenței evaporitice (Müller, 1988). În România se cunosc depozite de celestină la Copăceni (Cluj) și Valea Sării (Vrancea), asociate cu gipsuri. În mod similar se pot forma și depozite de baritină (BaSO_4) însă acestea au o răspândire extrem de redusă, cel mai adesea baritina apărând în argilele, mările și rocile carbonatice din partea inferioară a secvențelor evaporitice.

Depozitele de sulfat de Na ($\pm$ Ca) sunt exclusiv lacustre și sunt constituite în principal din thenardit, mirabilit și glauberit; uneori sunt prezenți și sulfatii de Mg. Sarea gemă apare atît împreună cu acestea cît și sub formă de nivele aproape pure. Aceste evaporite se formează prin precipitare din lacuri hiperconcentrate în sodiu și sulfat.

3. **Evaporitele cu carbonați** cuprind numai depozite evaporitice constituite din carbonați de sodiu ($\pm$ calciu). Sunt depozite lacustre de dimensiuni mai reduse, constituite în principal din natron, trona, shortit și gaylussit [$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}^1$]. Sarea gemă și sulfatul de sodiu (thenardit, mirabilit $\pm$ glauberit) sunt invariabil prezente. Se asociază cu argile, sisturi bituminoase, siltite, mări și uneori fosforite. După carbonatul principal, aceste depozite pot fi:

- depozite de trona;
- depozite de natron (sodă):

Depozitele de trona sunt masive sau prezintă structură ritmică. În ultimul caz, secvența evaporitică este constituită din calcit și dolomit în partea inferioară, apoi dolomit și gaylussit (primar), iar în partea superioară trona și gaylussit (diagenetic).

Formațiunea Green River, de vîrstă eocenă (Wyoming, SUA) este renumită pentru depozitele de trona. Această formațiune conține 33 de strate majore de trona, cu grosime maximă de 12m. Alături de trona mai apar, în principal, shortitul și halitul. Acesta din urmă formează și nivele aproape pure, însă de grosime mică (Love, 1964). Renumite pentru acumulările de natron sunt lacurile Natron (Tanzania) și Magadi (Kenia).

4. **Evaporitele cu borați** apar în stive litologice lacustre sau sunt găzduite de sedimente care nu sunt în mod convențional lacustre. Pentru toate depozitele de borați, sursa borului este considerată a fi în legătură cu activitatea vulcanică. Unele depozite sunt asociate cu breii și conglomerate și se consideră că s-au format prin

¹ Precipită simultan cu dolomitul iar cînd apare împreună cu trona, este diagenetic.

EVAPORITE

precipitare din izvoare postvulcanice bogate în borați (Smith, Medrano, 1996). Depozitele cu borați se clasifică în funcție de compoziția mineralogică, deosebindu-se:

- depozite cu borați de Ca (colemanit, ulexit);
- depozite cu borați de Na și Ca (ulexit);
- depozite cu borați de Na (borax¹, kernit).

Alături de borați, mai apar halit, sulfati, carbonați și minerale argiloase.

XI.3. Considerații petrogenetice

Necesitatea de a explica grosimea și extinderea mare a unor depozite saline a impus apariția unor modele petrogenetice. Un prim model este cel al precipitării din lagune de dimensiuni mari care sunt alimentate permanent cu apă de mare, circulația apei desfășurându-se doar în sensul mare → lagună. Al doilea model este cel al bazinelor deschise. Precipitarea are loc în acele porțiuni ale bazinului în care circulația apelor de profunzime este întreruptă față de largul mării sau față de ocean, printr-o barieră sau prag. Barierele de recifi pot realiza o astfel de separare (fig. XI.4). Separarea poate avea loc și prin apariția unui prag de natură tectonică (coliziunea a două plăci crustale). Se consideră că bazinul Tethys a fost izolat de Atlantic la sfârșitul Miocenului printr-un prag tectonic, devenind astfel un lac intracontinental în care s-au acumulat evaporite cu grosimi cuprinse între 300 și 1000 m.

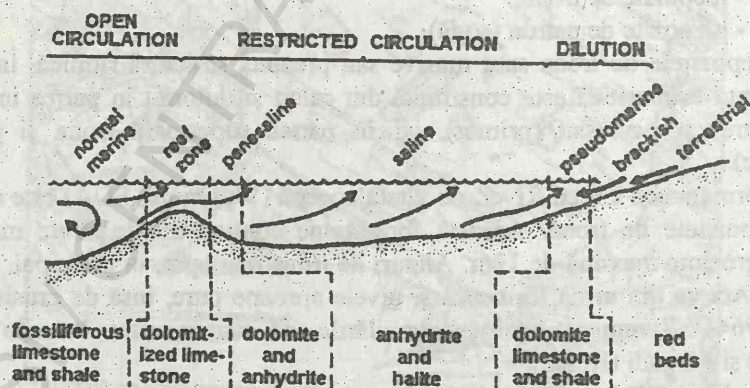


Fig. XI.4. Acumularea evaporitelor în porțiuni ale mării situate în spatele unor bariere de recifi (Greensmith, 1989).

¹ Boraxul este utilizat de câteva mii de ani. Meșteșugarii chinezi, babilonieni, persi și arabi îl utilizau la fabricarea sticlei ceramice și a bijuteriilor de aur. Cuvântul arab „baurach” apare în documente scrise, vechi de peste 2000 de ani. Europeanii au studiat boraxul în sec. XIII, fiind adus de Marco Polo din China.

XII. DEPOZITE FERUGINOASE

Reprezintă o grupă de depozite sedimentare separate pe criteriul chimic. Aproape toate rocile sedimentare cum ar fi argilele, arenitele sau rocile carbonatice sunt bogate în fier, conținutul fiind de câteva procente. Depozitele feruginoase sunt însă acele depozite care au un conținut în fier mai mare de 15%. Altfel spus, conținutul în Fe_2O_3 este mai mare de 21,4% sau, în cazul FeO , de cel puțin 19,3%.

XII.1. Mineralogia depozitelor feruginoase

Formarea mineralelor de fier în condițiile exogene este dependentă și de condițiile de pH și Eh ale mediului. Din acest motiv, deși compoziția mineralogică este foarte variată, în cadrul unui anumit depozit sedimentar se constată o simplitate a acesteia la nivel general sau local. Simplitatea compozițională cu caracter local se datorează existenței în cadrul mediului de formare a unor zone în care parametrii pH și Eh prezintă valori diferite, deosebindu-se astfel patru faciesuri: oxidic, carbonatic, silicatic și sulfidic. Prin urmare, mineralele principale din constituția depozitelor feruginoase aparțin la cele 4 clase mineralogice (tabelul XII.1). Goethitul este constituentul principal al ferilitelor post-precambriene. Constituie agregate microcristaline masive sau ooidice. Hematitul este principalul mineral de fier din aproape toate formațiunile feruginoase precambriene, fiind asociat cu calcedonia și/sau cuarțul. În cele post-precambriene, deși local poate reprezenta constituentul principal, în general este virtual absent. Magnetitul este abundent în ferilitelile și formațiunile feruginoase precambriene. Originea sa poate fi atât diagenetică cât și metamorfică. Maghemitul și lepidocrocitul sunt rar întâlnite și numai în ferilitelile phanerozoice. Sideritul și pirita sunt singenetice sau diagenetice. Mediul chimic optim pentru precipitarea sideritului în argile se caracterizează prin valori negative ale Eh-ului, activitate ridicată a ionului feros, exces de CO_2 dizolvat în apa interstițială și activitate zero pentru sulf. În aceste condiții, ionul Fe^{3+} din sediment, introdus inițial ca oxid sau adsorbit în rețeaua cristalină a mineralelor argiloase, este redus și precipitat sub formă de carbonat. Totodată, apa interstițială fiind carbonată, este agresivă chimic și din această cauză bioclastele

DEPOZITE FERUGINOASE

și mineralele preexistente în sediment tind să fie substituie de siderit.

Tabelul XII.1
Mineralele principale din depozitele feruginoase

<i>Oxizi</i>	Goethit	$\alpha - \text{FeO} \cdot \text{OH}$
	Hematit	$\alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3$
	Magnetit	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
	Maghemit	$\gamma - \text{Fe}_2\text{O}_3$
	Lepidocrocit	$\gamma - \text{FeO} \cdot \text{OH}$
<i>Carbonați</i>	Siderit	FeCO_3
	Ankerit	$\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$
<i>Sulfuri</i>	Pirită	FeS_2
<i>Silicați</i>	Chamosit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10} (\text{OH}, \text{O})_8]$
	Greenalit ¹	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2-3}[\text{Si}_2\text{O}_5 (\text{OH})_4]$
	Berthierin ²	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_{2-3}[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5 (\text{OH})_4]$
	Minnesotait ³	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2]$
	Stilpnomelan	$\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_8[\text{Si}_2\text{O}_5 (\text{O}, \text{OH})_{27}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

În general sideritul din rocile sedimentare se prezintă sub formă de granule foarte fine și este întin amestecat cu alte minerale încât este dificilă determinarea proprietăților optice și chimice. În multe ferilite sideritul este mai larg cristalizat, constituind agregate sferulitice. Mai apare ca substituent diagenetic, în special al chamositului ooidic. Compoziția chimică a unor probe de siderit este redată în tabelul XII.2. Compoziția mineralogică normată a sideritului este exprimată în patru termeni finali ai seriei carbonaților romboedrici: siderit, rodocrozit, magnezit și calcit. Pentru probele din tabelul XII.2, aceasta este următoarea:

	A	B	C
Siderit	83,89	86,72	81,16
Rodocrozit	0,23	0,33	0,32
Magnezit	6,72	5,52	8,47
Calcit	9,16	7,43	10,05

¹ Grupa serpentinelor (subgrupa lizarditului).

² Grupa serpentinelor (subgrupa amesitului).

³ Grupa pirophyllit – talc.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Tabelul XII.2

Compoziția chimică pentru trei probe de siderit (James, 1966).

	A	B	C
SiO ₂	0.9	1.5	1.2
Al ₂ O ₃	1.3	2.6	1.6
Fe ₂ O ₃	0.4	1.5	0.6
FeO	46.89	47.92	45.83
MnO	0.13	0.18	0.18
MgO	3.37	2.46	3.68
CaO	4.66	3.71	5.10
CO ₂	35.36	33.33	35.20
H ₂ O	2.25	2.83	2.43
Rez. ins.	4.57	3.06	3.74
Total	99.8	99.4	99.6

A – sferosiderit din ferilite grezoase; B – siderit din ferilite ooidice siderit – chamositice; C – sferosiderit din argile sideritice (Northamptonshire, Anglia).

Formarea piritei necesită, spre deosebire de siderit, o rată de sedimentare mai redusă și un aport mai mare de substanță organică cu un grad de descompunere mai scăzut. Condițiile ideale de formare a piritei se întâlnesc în bazine marine relativ adânci, cu caracter stagnant al circulației apei și în care atât apa de la suprafața sedimentului cât și cea din pori este deficitară în oxigen (Eh negativ) și bogată în ioni sulfat și bacterii reducătoare. Se formează hidrogen sulfurat care reacționează cu fierul disponibil, precipitând o monosulfură neagră de fier de tipul hydrotroilitului. Ulterior trece în pirită, uneori adoptând un habitus framboidal (microsferei de 4-8μm).

Silicații de fier singenetici sau diagenetici cei mai importanți sunt berthieritul, chamositul și greenalitul. Berthieritul este larg răspândit (în asociație cu goethitul) în ferilitele marine post-paleozoice sub formă de ooide, peloide, intraclaste sau matrice de culoare verde pal. În sedimentale actuale a fost descoperit la adâncimi de până la 150 m, în argilele acumulate în zonele prodeltaice ale fluviilor Niger și Orinoco (Greensmith, 1989). Este un mineral diagenetic. Precipită din soluții interstițiale cu conținut ridicat de Fe²⁺, în condiții slab alcaline, ușor reducătoare și cu activitate bacteriană. Prin deshidratare parțială datorată creșterii temperaturii de îngropare din timpul diagenezei, berthieritul trece în chamosit. Acesta este mai frecvent în ferilitele paleozoice, constituind adesea mineralul principal. În mod tipic, se prezintă sub formă de ooide și/sau peloide de culoare

verde închis, prinse într-o matrice de siderit sau calcit. Uneori este asociat cu goethit ooidic dar în mod obișnuit asocierea apare în același corpusul sub forma unei alternanțe de învelișuri chamositice și goethitice.

Greenalitul este prezent în cantități semnificative numai în ferilitile precambriene și paleozoice. Este un mineral diagenetic, fiind identificat și în argile recente de apă rece și adâncă (Greensmith, 1989). Se mai formează și prin metamorfism de grad scăzut, pe seama chamositului și glauconitului. Minnesotaitul și stilpnomelanul apar numai în formațiunile feruginoase slab metamorfozate, precambriene.

XII.2. Sistematică și petrografie

Depozitele sedimentare feruginoase cuprind trei mari grupe (Greensmith, 1989):

- ferilite¹ sau roci feruginoase (*ironstones*);
- formațiuni feruginoase (*iron-formations*);
- depozite reziduale.

Anastasiu (1988) divide depozitele sedimentare feruginoase, după criteriul structural, în *acumulări stratiforme* sau „*taconite*” și *acumulări corpusculare* sau „*minete*”.

Ferilitile sunt în general post-precambriene și numai un număr foarte redus sunt precambriene. Ca formă de zăcământ pot fi stratiforme sau constituie benzi subțiri sau noduli în unele roci argiloase, detritice sau carbonatice. Unitățile majore au grosimi de la câțiva metri până la zeci de metri și extinderi ce rareori depășesc 100 km. Cel mai frecvent sunt constituite din două entități texturale – *matricea și particulele încorporate*. Matricea este echivalentă ca semnificație texturală (nu și genetică) cu matricea graywackelor și ruditelor consolidate, cu cimentul calcarelor și fosforitelor alochemice și cu mezostaza rocilor vulcanice porfirice. Este constituită dintr-un agregat cripto sau microcristalin de minerale de fier. De obicei, acestea sunt reprezentate prin goethit (limonit), hematit, siderit, berthierin și/sau chamosit. La acestea se mai adaugă în cantități variabile calcit, claste (cuarț, feldspat, etc) și minerale argiloase. Astfel, ferilitile se asociază cu calcare, gresii sau argile. Particulele încorporate sunt reprezentate prin *intraclaste și corpusculi* (fig. XII.1). Intraclastele au aspect angular la subangular, sunt constituite frecvent dintr-un agregat cripto sau microcristalin de goethit, hematit,

¹ Unii autori utilizează termenii *ferilit*, *manganolit* și *alit* pentru a desemna depozite feruginoase, manganoase, respectiv aluminoase. Considerăm că este corect ca acești termeni să desemneze numai roci feruginoase, manganoase, respectiv aluminoase.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

chamosit și mai rar siderit. Reprezintă fragmente desprinse, transportate pe distanță scurtă și redepuse. Corpusculii au forma mai mult sau mai puțin sferică sau ovală. Funcție de structura internă, se deosebesc *ooidale* și *peloidale*. Ooidale au o structură internă diferențiată, deosebindu-se un nucleu central și un înveliș sau cortex. Nucleul central este reprezentat printr-un granoclast (cuarț, feldspat etc.) sau chiar bioclast. Cortexul poate fi concentric sau fibroradiar. Cortexul concentric este constituit din pături de goethit (limonit), hematit, siderit, chamosit sau berthierin, funcție de faciesul în care apare ferilitul respectiv. În unele ferilite apar ooide cu cortex monomineral dar aparținând la două sau trei specii minerale, de exemplu ooide goethitice (limonitice) și ooide sideritice sau ooide goethitice, berthierinice și chamositice. În altele, cortexul este bimineral, constituit dintr-o alternanță de învelișuri monominerale, de exemplu goethit-siderit, goethit-chamosit (fig. XII.1, I) etc. Pentru ooidale cu dimensiuni mai mari de 2 mm se utilizează termenul *pisoide*. Peloidale nu prezintă structură internă diferențiată și sunt constituite dintr-un agregat criptocristalin de minerale de fier. Dacă dimensiunea lor este mai mică de 63 μm , se numesc *pelete*. Ferilitale corpusculare se mai numesc *minette*.

Formațiunile feruginoase sunt aproape în totalitate proterozoice și foarte puține aparțin Cambrianului. În mod obișnuit sunt slab metamorfozate. Sunt stratiforme, au grosimi cuprinse între 50 și 1000 de metri și extinderi pe orizontală ce pot ajunge la mai multe sute de kilometri. Mai sunt denumite *itabirite* (Brazilia), *taconite* sau *formațiuni purtătoare de fier* (S.U.A.), *cuarțite hematitice rubanate* (India), *minereu rubanat cuarțifer* (Scandinavia) sau *rocă feruginoasă rubanată* (Africa de Sud). Termenul *formațiune feruginoasă rubanată* sau „BIF” (banded iron-formation) este utilizat astăzi tot mai frecvent, chiar și în literatura geologică românească, pentru toate formațiunile feruginoase.

Formațiunile feruginoase sunt alcătuite din *două entități petrografice* distincte, constituite din *calcedonie* și, respectiv, *minerale de fier*. Calcedonia din formațiunile feruginoase rubanate (și/sau cuarț în cele precambriene și cambriene) se prezintă sub forma unor benzi sau lamine ce alternează cu benzi sau lamine constituite din minerale de fier $\pm$ silice. Benzile și laminele pot avea suprafețe de separație paralele (drepte sau ondulatorii) sau sinuoase. Calcedonia din formațiunile feruginoase corpusculare ($\pm$ opal în cele post-paleozoice) se prezintă sub formă de ciment (matrice cu sens textural) care înglobează corpusculii feruginoși. În unele formațiuni feruginoase rubanate se deosebesc macrobenzi de ordinul metrilor sau zecilor de metri care constau fie din nivele BIF fie din nivele argiloase (Greensmith, 1989). Aceste nivele feruginoase și argiloase alternează în mod ciclic. În cadrul macrobenzilor feruginoase se disting mezobenzi, care au în mod obișnuit o grosime de câțiva centimetri. Fiecare mezobandă constă dintr-un nivel de calcedonie, deschis la culoare și un nivel închis la culoare, constituit dintr-o amestecătură de granule

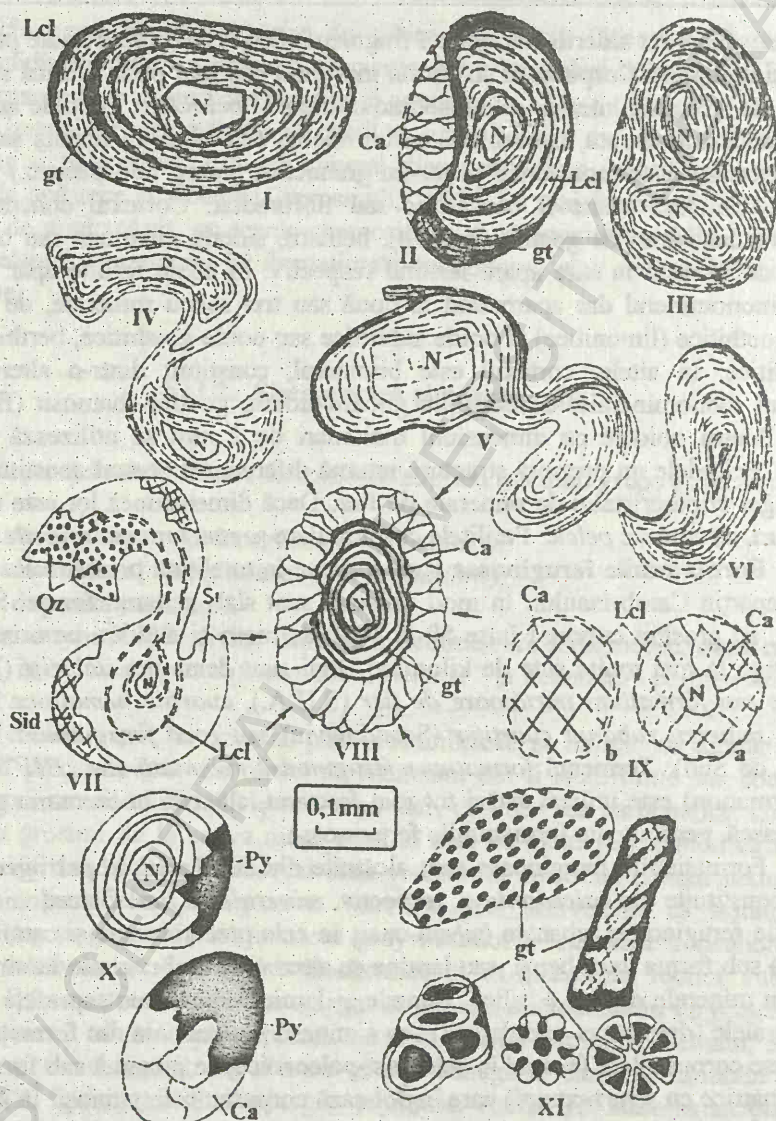


Fig. XII.1. Aspecte caracteristice în ferilitile oolitice din formațiunea Balș – Platforma Moesiă (din Vinogradov, Papiu, 1987). I – ooide cu învelișuri alternante de lepidocrocit și goethit; II – idem, parțial substituit de calcit; III – ooid lepidocloritic cu nucleu dublu; IV, V, VI – ooide lepidocloritice deformate plastic; VII – idem, parțial substituit de silice (Si) și siderit; VIII – ooid goethitic substituit la periferie de calcit; IX – ooid total substituit de calcit; X – ooide parțial substituite de pirită; XI – bioclaste parțial substituite de goethit.

fine feruginoase și silice. Uneori și aceste mezobenzi sunt rubanate, fiind constituite din lamine de $0,1 \div 1,5$ mm grosime, definite prin variația proporției de silice și minerale de fier. În acest caz două lamine alternante și de compoziție diferită formează o microbandă. Prezența microbenzilor denotă existența unor modificări sezoniere în cadrul bazinului de acumulare sau a ariei sursă iar existența mezo și macrobenzilor este datorată unor modificări ciclice de lungă durată. Există două tipuri de formațiuni feruginoase:

- tipul „*Lacul Superior*”;
- tipul „*Algoma*”.

Primul tip, cel mai important din punct de vedere cantitativ, se găsește în ca secvențe în stive de roci sedimentare formate în ape puțin adânci de margini continentale sau în vechi bazine sedimentare. Prezintă două caracteristici:

- laminele prezintă continuitate pe distanțe enorme comparativ cu grosimea lor (sute de kilometri); o astfel de continuitate a laminelor sugerează ideea formării acestora prin precipitare datorită evaporării apei;
- toate au vârsta absolută cuprinsă între 1,8 și 2,5 miliarde ani.

Cele mai clasice exemple, pe lângă cele din regiunea Lacului Superior (statele Michigan și Minnesota), sunt BIF-le din Peninsula Labrador (Canada), Serra dos Carajas (Brazilia) Transvaal (Africa de Sud) și Hamersley (Australia).

Tipul „*Algoma*” are vârste cuprinse între 3,8 miliarde și câteva sute de milioane ani (Cambrian), iar laminele nu mai prezintă acea remarcabilă continuitate caracteristică primului tip de BIF. Coloanele litologice în care acestea apar conțin cantități însemnate de roci vulcanice submarine iar la același nivel stratigrafic au fost descoperite multe depozite de sulfuri masive, vulcanogene (ex. New Brunswick – Canada). Din această cauză se acceptă că BIF-rile de tip Algoma s-au format ca rezultat al activității vulcanice submarine.

Unii autori folosesc pentru sistematica depozitelor feruginoase o versiune hibridă a terminologiei utilizată de Folk pentru sistematica rocilor carbonatice. În acest sens se disting allochemele sau elementele figurate (ooide, peloide, intraclasice etc.) și ortochemele sau cimentul (matricea cripto sau microcristalină). Se separă astfel *femicritele* (numai minerale de fier) și *felutitele* (minerale de fier și calcedonie) constituite numai din ortocheme, apoi *oofemicritele* (*oofelutitele*), *pelfelutitele*, *intrafelutitele* etc. Acestea din urmă sunt constituite din ortocheme și allocheme. Atât rocile feruginoase cât și formațiunile feruginoase se pot prezenta în cele patru faciesuri. Funcție de mineralul de fier principal, se separă următoarele tipuri:

Facies	Ferilite	Formațiuni feruginoase
Oxidic	goethitice	hematitice
	hematitice	magnetitice
	magnetitice	

DEPOZITE FERUGINOASE

Carbonatic	sideritice	sideritice
	chamositice	chamositice
Silicatic	greenalitice	greenalitice
	berthierinice	
Sulfidic	piritoase	

Ferilitile magnetitice au o răspândire redusă și au fost menționate de diverși cercetători doar ca tip de rocă în ferilitile oxidice (goethitice sau hematitice) nemetamorfizate. În formațiunile feruginoase oxidice, hematitul poate fi secundar, format pe seama magnetitului, sau viceversa. De asemenea, în formațiunile feruginoase corpusculare este posibil ca ooidele să fi fost formate din goethit iar prin metamorfism acesta s-a transformat în hematit sau magnetit.

Atât în cadrul formațiunilor feruginoase dar mai ales al ferilitelor, sunt frecvente modificările laterale de facies. Astfel, de la faciesul oxidic se trece la faciesul sideritic și apoi la cel silicatic. Aceste modificări laterale de facies reflectă condiții geochimice diferite funcție de adâncimea bazinului de sedimentare (fig. XII.2), în particular indicând variația cu adâncimea a cantității de oxigen din apă. Unii autori consideră însă că modificările laterale de facies nu sunt rezultatul direct al precipitării mineralelor de fier la adâncimi diferite. Aceștia consideră că diageneza este răspunzătoare de aceste variații faciale. Alte tipuri de variații faciale sunt: oxizi - silicați, silicați - carbonați. Nu este cunoscut nici un exemplu de depozit feruginos în care să fie prezente toate faciesurile. Modificările de facies se pot manifesta și temporal. În acest sens menționăm ferilitile din Hamersley (Anglia) care prezintă schimbări bruște de facies pe verticală, de la oxidic la silicatic. Aceasta reflectă existența unor evenimente majore care au afectat geochimia apei din bazinul de sedimentare, cum ar fi activitatea vulcanică intermitentă.

Depozitele feruginoase reziduale cuprind trei tipuri de acumulări:

- laterite;
- terra-rossa;
- pălării de fier (engl. „gossan”).

Toate au o caracteristică comună – s-au format prin alterare supergenă pe seama diverselor tipuri de roci din substrat. Lateritele se pot forma pe seama unor roci magmatice sau metamorfice, terra-rossa pe seama unor roci carbonatice iar pălăriile de fier se formează în zona de oxidație a unor acumulări (zăcămintele) de minerale polimetalice.

Lateritele și pălăriile de fier prezintă aspecte texturale diverse: ooidice, granulare, brecioase, concreționare, masive, pământoase, alveolare, cavernoase etc. Terra-rossa sunt mai puțin variate din acest punct de vedere. Cel mai frecvent și obișnuit aspect textural este cel pământos. La toate tipurile de acumulări reziduale,

spre partea inferioară se trece gradat la roca preexistentă numită și protolit.

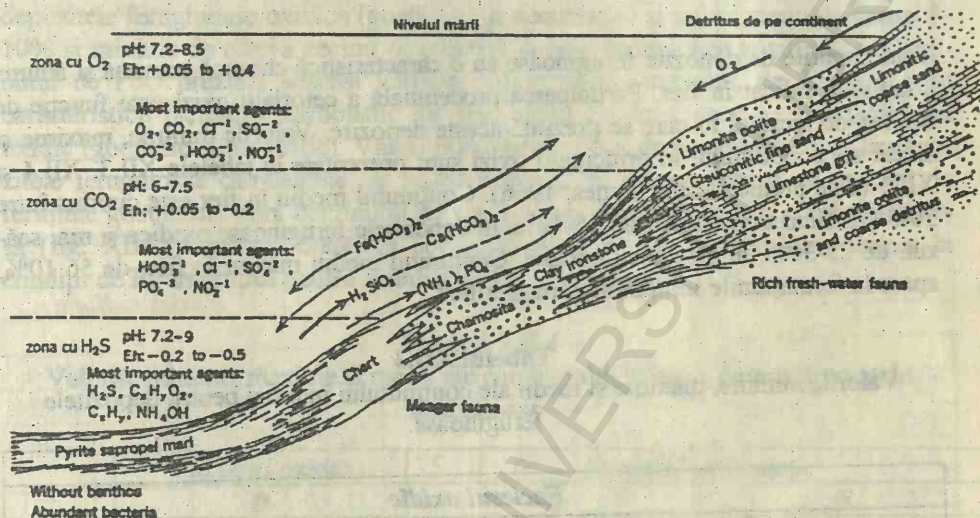


Fig. XII.2. Secțiune schematică cu relațiile dintre faciesurile ferilitelor și condițiile fizico-chimice (din Bochert, 1960).

În general, compoziția mineralogică a acumulărilor reziduale poate fi sintetic exprimată prin două grupe de minerale:

- minerale de neoformație (secundare);
- minerale relict.

Mineralele de neoformație rezultă fie direct, prin alterarea mineralelor din protolit, fie indirect, prin precipitare din soluțiile naturale care devin suprasaturate într-un anumit component în urma interacțiunii dintre acestea și mineralele din protolit. În prima categorie intră mineralele argiloase (caolinit ± montmorillonit), oxihidroxizii de Fe, Al ± Mn, Ti (goethit, lepidocrocit, hematit, gibbsit) și silicea (opal, calcedonie). În cea de-a doua categorie intră diverși carbonați și sulfati. Dacă lateritele conțin ca minerale principale oxihidroxizi de fier, sunt denumite feruginoase iar dacă predomină gibbsitul se numesc aluminoase sau bauxitice. În cadrul acumulărilor de tip terra-rossa, predomină mineralele de aluminiu numai dacă protolitul carbonatic a conținut în cantitate suficient de mare și minerale argiloase de tipul caolinitului și illitului. Sulfatii și carbonatii sunt frecvenți numai în pălăriile de fier. Mineralele relict sunt minerale din protolit rezistente la alterare (greu solubile). Principalul mineral relict este cuarțul.

DEPOZITE FERUGINOASE

XII.3. Petrochimie

Toate tipurile de depozite feruginoase au o caracteristică chimică comună și anume conținutul ridicat în fier. Participarea procentuală a celorlalți oxizi este funcție de tipul și de faciesul în care se prezintă aceste depozite. Valorile minime, maxime și medii ale conținutului în principalii oxizi sunt prezentate în tabelele XII.3, XII.4 și XII.5 (date prelucrate din James, 1966). Conținutul mediu în fier este cuprins între 30-35%, fiind mai ridicat, de 35-40%, în depozitele feruginoase oxidice și mai scăzut, de 25-30%, în celelalte depozite. Conținutul mediu maxim în fier, de 56,10%, apare la formațiunile feruginoase magnetice.

Tabelul XII.3

Valorile minime, maxime și medii ale conținutului în oxizi pentru depozitele feruginoase.

<i>Faciesul oxidic</i>									
	A			B			C		
	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.
SiO ₂	3,45	25,03	10,92	2,59	19,08	10,66	28,30	56,23	42,87
TiO ₂	0,15	0,19	0,17	0,10	0,45	0,26	0,01	0,32	0,1
Al ₂ O ₃	3,25	7,80	4,97	0,75	9,63	4,83	0,01	4,58	1,18
Fe ₂ O ₃	24,86	72,34	44,00	29,62	67,79	51,22	34,96	63,39	50,60
FeO	0,18	14,27	5,74	0,18	19,38	7,90	0,30	10,17	2,40
MnO	0,16	1,4	0,38	0,058	1,13	0,35	0,01	0,39	0,15
MgO	0,41	2,97	1,67	0,21	5,90	1,77	0,01	2,66	0,52
CaO	4,85	27,08	12,04	1,49	22,49	10,50	0,01	4,25	0,83
Na ₂ O	-	-	-	0,01	0,46	0,1	0,01	1,5	0,32
K ₂ O	-	-	-	0,01	1,22	0,40	0,01	0,20	0,07
P ₂ O ₅	0,77	3,73	1,81	0,08	2,35	1,36	0,02	0,55	0,18
CO ₂	2,52	20,64	9,65	0,43	18,62	10,68	0,02	2,90	1,34
H ₂ O ⁺	4,90	11,64	8,03	1,12	5,80	2,45	0,04	0,72	0,34
H ₂ O ⁻	0,32	1,85	1,40	0,12	1,48	0,52	0,02	0,20	0,05
S	0,004	0,41	0,08	0,01	0,32	0,1	0,01	0,19	0,06
SO ₃	-	-	-	0	1,90	0,51	0	0,17	0,03
C	-	-	-	0,08	1,30	0,49	-	-	-
Fe	25,67	50,60	35,24	23,63	53,09	41,96	28,86	46,33	37,25

A – ferilite goethitice; B – ferilite hematitice; C – formațiuni feruginoase hematitice.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Fe_2O_3 prezintă valori medii de 45-50% și valori maxime de peste 75% în depozitele feruginoase oxidice (goethitice și hematitice) și valori medii de numai 5-10% și minime de câteva zecimi de procent în cele carbonatice și silicatice. Conținutul de FeO prezintă aceeași variație. Valori medii maxime, de 30-35%, sunt caracteristice faciesului carbonatic iar cele medii minime, de cca. 5%, faciesului oxidic (goethitic și hematitic). Valori maxime ale FeO, de peste 50%, apar la depozitele feruginoase carbonatice iar valori minime, de câteva zecimi de procent, la ferilitele goethitice. Între conținutul de Fe_2O_3 și cel de FeO există o corelație inversă (fig. XII.3) deoarece creșterea conținutului de Fe^{3+} poate avea loc numai în condiții de Eh improprie pentru stabilitatea Fe^{2+} și viceversa.

Tabelul XII.4

Valorile minime, maxime și medii ale conținutului în oxizi pentru depozitele feruginoase.

	Faciesul oxidic			Faciesul carbonatic					
	D			E			F		
	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.
SiO_2	2,56	51,52	33,11	2,30	18,63	11,09	13,91	58,22	33,96
TiO_2	0,014	0,30	0,14	0,03	2,44	0,49	0,001	0,27	0,07
Al_2O_3	0,08	6,60	2,77	0,70	10,20	5,81	0,18	3,63	1,42
Fe_2O_3	19,16	42,03	30,03	1,20	23,76	5,82	0,34	9,96	3,51
FeO	10,10	34,35	20,12	23,06	49,32	36,63	20,90	40,68	29,62
MnO	0,04	3,35	0,77	0,05	1,50	0,47	0,04	6,77	1,56
MgO	0,20	6,95	2,29	0,33	4,34	2,62	0,44	5,73	3,16
CaO	0,02	4,49	1,48	0,99	10,58	6,18	0,50	6,64	1,97
Na_2O	0,00	0,40	0,08	0,01	0,12	0,07	0,001	0,94	0,18
K_2O	0,00	1,10	0,11	0,03	1,13	0,54	0,001	0,45	0,13
P_2O_5	0,07	1,19	0,23	0,10	2,70	1,09	0,03	0,91	0,31
CO_2	0,60	21,18	5,39	16,30	38,80	25,36	13,00	30,52	22,33
H_2O^+	0,44	1,54	0,74	0,14	5,77	2,71	0,001	1,80	0,72
S	0,005	0,25	0,09	0,03	0,44	0,21	0,01	0,06	0,04
C	0,00	0,12	0,04	0,20	0,62	0,31	0,01	1,96	0,71
Fe	24,59	54,86	35,76	19,17	39,17	32,54	17,92	31,86	25,48

D – formațiuni feruginoase magnetitice; E – ferilite sideritice; F – formațiuni feruginoase sideritice.

Conținutul în SiO_2 este determinat de tipul de depozit, fiind mai scăzut în ferilite și mai ridicat în formațiunile feruginoase (fig. XII.4). Astfel, pentru ferilite conținutul

DEPOZITE FERUGINOASE

mediu prezintă valori de cca. 10% iar pentru formațiunile feruginoase se ridică la 30-40%. Ferilitile silicatic fac excepție de la regulă, conținutul mediu de SiO_2 fiind mai ridicat, depășind ușor 20%. Explicația este cât se poate de simplă: silicații conțin în cantitate mare SiO_2 . Conținutul maxim de SiO_2 poate depăși 60% în formațiunile feruginoase silicatic iar cel minim poate scădea sub 3% în ferilitile oxidice și carbonatice.

Tabelul XII.5

Valorile minime, maxime și medii ale conținutului în oxizi pentru depozitele feruginoase.

	<i>Facies silicatic</i>						<i>Facies sulfidic</i>		
	G			H			I		
	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.
SiO_2	6,60	49,64	24,76	29,35	65,42	44,12	4,69	42,11	23,86
TiO_2	0,05	0,75	0,47	0,01	0,52	0,20	0,56	8,72	5,36
Al_2O_3	5,27	16,18	10,10	0,08	3,27	1,81	-	-	-
Fe_2O_3	2,01	24,76	7,55	4,19	18,30	11,18	-	-	-
FeO	15,12	36,47	24,79	16,68	39,51	26,65	0,45	7,59	2,36
MnO	0,08	3,12	0,89	0,001	3,27	1,13	-	-	-
MgO	0,43	8,83	2,65	1,81	5,26	3,25	0,20	1,90	1,11
CaO	1,00	24,15	8,98	0,01	3,55	1,77	0,13	3,87	1,54
Na_2O	0,01	0,32	0,13	0,001	0,24	0,09	-	-	-
K_2O	0,02	0,63	0,20	0,001	2,32	0,44	-	-	-
P_2O_5	0,8	3,93	1,78	0,001	0,44	0,23	-	-	-
CO_2	0,01	24,99	10,20	0	0,44	7,13	-	-	-
H_2O^+	2,61	9,68	5,77	1,74	8,73	3,74	-	-	-
S	0,50	0,98	0,51	0,001	0,59	0,20	15,60	34,46	31,01
Fe	15,32	38,95	24,55	21,30	40,28	28,53	15,59	42,10	28,84

G – ferilite chamositice; H – formațiuni feruginoase silicatic; I – ferilite sulfidice.

Valorite extrem de scăzute în SiO_2 ale ferilitelor oxidice și carbonatice nu se datorează exclusiv creșterii cantității de minerale de fier. În aceste roci mineralele de fier se asociază atât cu cuarț clastic cât și cu carbonați (calcit și/sau dolomit). Raportul cuarț detritic/carbonați determină conținutul în SiO_2 , CaO și CO_2 . Pentru același conținut în fier, scăderea cantității de SiO_2 este compensată de creșterea cantității de CaO și CO_2 (fig. XII.5). Situația poate fi și inversă. Trebuie remarcat însă că pentru valori ale conținutului de CaO mai mari de cca. 13%, conținutul în SiO_2 rămâne practic constant pentru același conținut în Fe (fig. XII.5). Explicația constă în aceea că ferilitile cu conținut ridicat de calcit s-au

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

acumulat în zona neritică, specifică precipitării calcitului și improprie acumulării în cantități semnificative a cuarțului detritic. Din acest motiv, creșterea sau scăderea cantității de CaO din rocă depinde numai de raportul calcit/oxizi de fier.

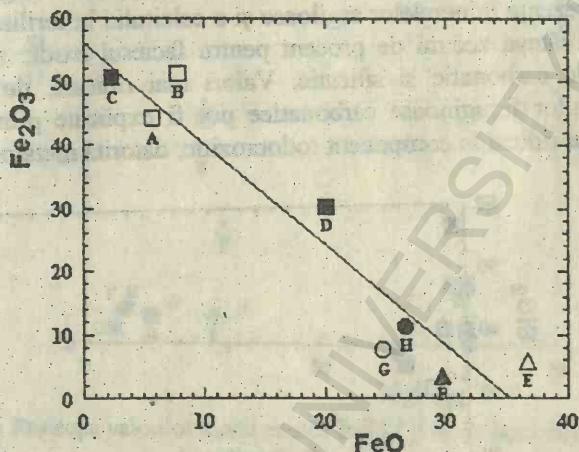


Fig. XII.3. Corelația inversă $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ pentru depozitele feruginoase (valori medii). Simbolurile pline reprezintă formațiuni feruginoase, conform notației din tabele, iar cele goale reprezintă ferilite.

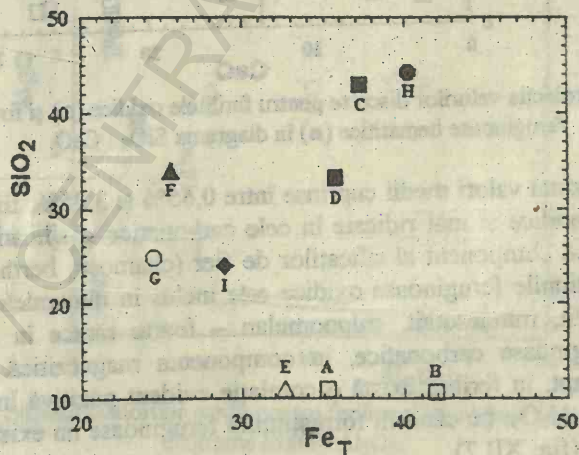


Fig. XII.4. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_T$

Al_2O_3 prezintă valori mai scăzute pentru formațiunile feruginoase și mai ridicate pentru ferilite. Dacă în formațiunile feruginoase conținutul mediu este de

DEPOZITE FERUGINOASE

cca. 2%, în ferilite este de aproximativ 5%, ajungând la peste 10% în ferilitele silicice. În acestea din urmă apar și conținuturi maxime de Al_2O_3 , de peste 16%. În ferilitele oxidice, conținutul ridicat în Al_2O_3 se datorează prezenței mineralelor argiloase și nicidecum silicaților de fier. În ferilite, comparativ cu formațiunile feruginoase, se constată o creștere a conținutului de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$ (fig. XII.6), situație explicată prin prezența mineralelor argiloase și a calcitului în ferilite. MnO prezintă valori medii de câteva zecimi de procent pentru faciesul oxidic și de cca. 1-2% pentru faciesurile carbonatic și silicatic. Valori mai ridicate, de peste 6%, din cadrul formațiunilor feruginoase carbonatice pot fi explicate prin existența unui siderit cu conținut ridicat în component rodocrozitic, datorită metamorfismului.

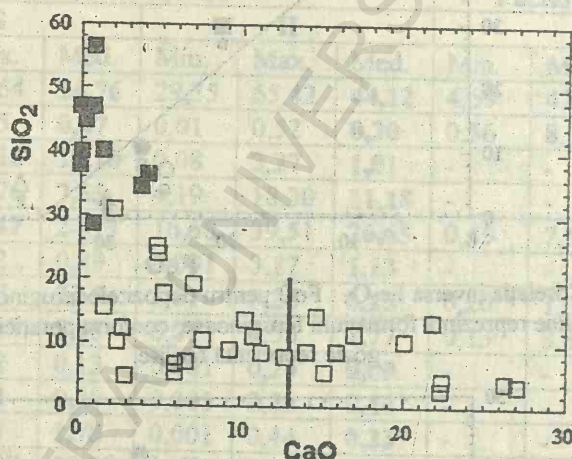


Fig. XII.5. Proiecția valorilor discrete pentru ferilitele oxidice ($\square$) și formațiunile feruginoase hematitice ($\blacksquare$) în diagrama $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$.

MgO prezintă valori medii cuprinse între 0,55% și 3,25%, fiind mai scăzute în depozitele oxidice și mai ridicate în cele carbonatice și silicice. În ferilite, MgO reprezintă un component al silicaților de fier (chamosit, berthierin) și dolo-mitului. În formațiunile feruginoase oxidice este inclus în mineralele metamorfice (amfiboli, greenalit, minnesotait, stilpnomelan – foarte sărace în Al_2O_3) iar în formațiunile feruginoase carbonatice, în componenta magnezitică a sideritului. Datorită acestui fapt, în ferilite există o corelație evident pozitivă între conținutul de MgO și cel de Al_2O_3 , pe când în formațiunile feruginoase nu există practic nici un fel de corelație (fig. XII.7).

CaO prezintă variații foarte mari de conținut, de la 0,01% până la aproape 30%. Valori medii mai mici, de 1-2%, sunt caracteristice formațiunilor feruginoase indiferent de tipul de facies. În acestea, valorile maxime ale CaO nu depășesc 4-5

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

%. Pentru ferilite, valorile medii ale CaO sunt cu câteva procente mai mari, ajungând la 11-12% pentru cele oxidice (fig. XII.8).

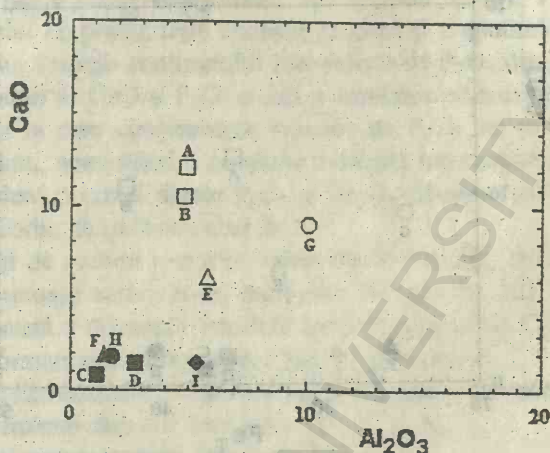


Fig. XII.6. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama CaO : Al₂O₃.

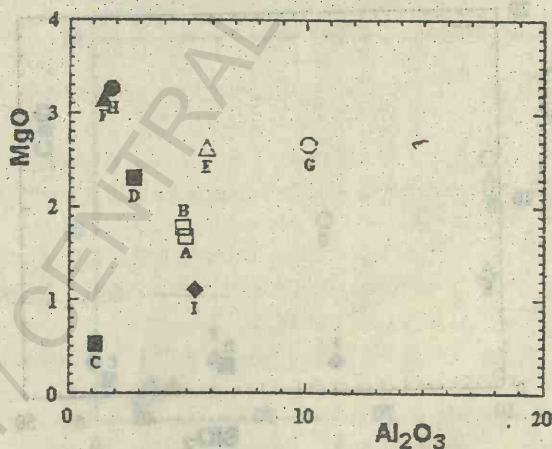


Fig. XII.7. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama MgO : Al₂O₃.

Conținutul ridicat în CaO este întotdeauna corelat cu un conținut ridicat de CO₂. Reciproca nu este valabilă deoarece un conținut ridicat de CO₂ poate fi corelat și cu un conținut ridicat de FeO (facies carbonatic). Conținutul mai ridicat în CaO al ferilitelor este foarte clar pus în evidență și în diagrama CaO : SiO₂ (fig.

DEPOZITE FERUGINOASE

XII.9).

Alcaliile prezintă conținuturi medii ce nu depășesc 0,6%. Conținutul în Na_2O și K_2O variază de la 0,00% până la maximum 2,5%.

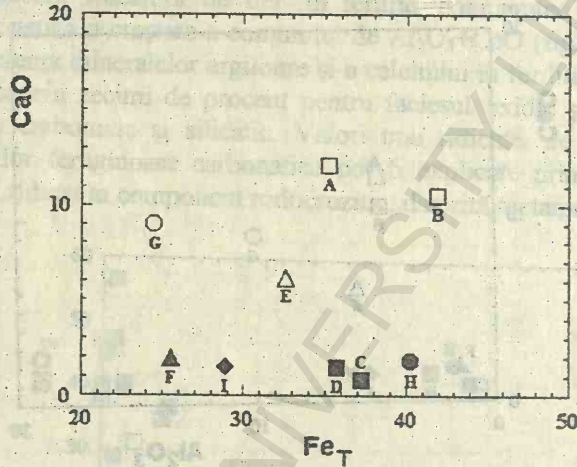


Fig. XII.8. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama $\text{CaO} : \text{FeO}_T$.

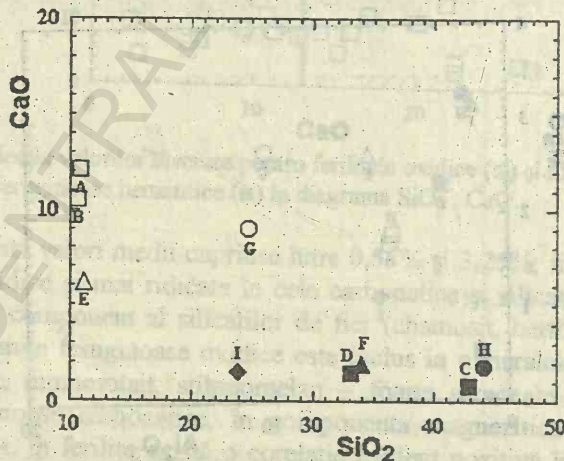


Fig. XII.9. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama $\text{CaO} : \text{SiO}_2$.

TiO_2 prezintă conținuturi medii ce nu depășesc 0,50%, cu excepția ferilitelor sulfidice. Valoarea ridicată pentru aceste roci se poate datora și unui viciu de

procedură, fiind luate în calcul un număr de numai 4 analize chimice.

Conținuturile medii de P_2O_5 depășesc 1% în ferilite și prezintă valori mult mai scăzute în formațiunile feruginoase, de cel mult 0,30%. Prezența colofanului și/sau francolitului de precipitație chimică precum și a apatitului detritic în ferilite constituie una din cauzele conținutului mai ridicat de P_2O_5 din aceste roci. În acest caz, între conținutul de CaO și P_2O_5 există o corelație evident pozitivă (fig. XII.10). Există și ferilite în care conținuturile ridicate de P_2O_5 nu se datorează prezenței fosfaților de calciu, neexistând o corelație evidentă între acești oxizi. Prezența însă a corelației evident pozitive dintre P_2O_5 și Fe_2O_3 (Buzgar, 2000) indică faptul că fosforul este adsorbit de oxihidroxizii de fier.

Bioxidul de carbon prezintă valori medii ridicate, de cca. 25%; numai în depozitele feruginoase carbonatice, indiferent de tip (fig. XII.11). Pentru celelalte depozite se constată o diferență sensibilă între conținutul de CO_2 al ferilitelor (cca. 10%) și cel al formațiunilor feruginoase (câteva procente).

Depozitele reziduale se caracterizează din punct de vedere geochemic prin:

- trei elemente chimice dominante: Fe, Si și Al;
- două elemente minore frecvente: Mn și Ti;
- o puternică sărăcire în elemente alcaline și alcalino-terose.

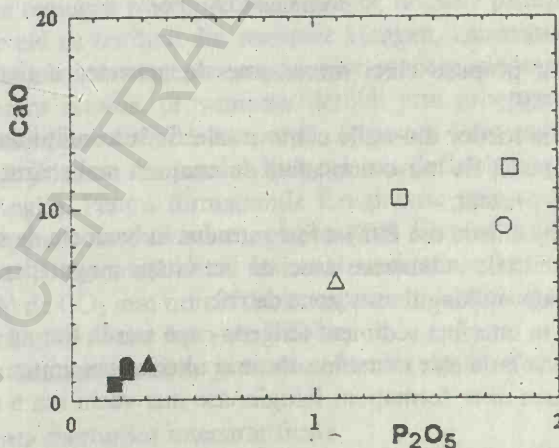


Fig. XII.10. Corelația pozitivă CaO : P_2O_5 pentru depozitele feruginoase.

XII.4. Considerații genetice

Diversitatea petrografică a depozitelor feruginoase și a asociațiilor litolo-

DEPOZITE FERUGINOASE

gice în care acestea apar constituie motivul apariției mai multor teorii privind originea lor. Ipotezele petrogenetice au încercat să răspundă la trei probleme: care a fost sursa fierului, cum a fost transportat și cum a fost depozitat. Aceleași probleme se pun și pentru silica din formațiunile feruginoase rubanate (BIF).

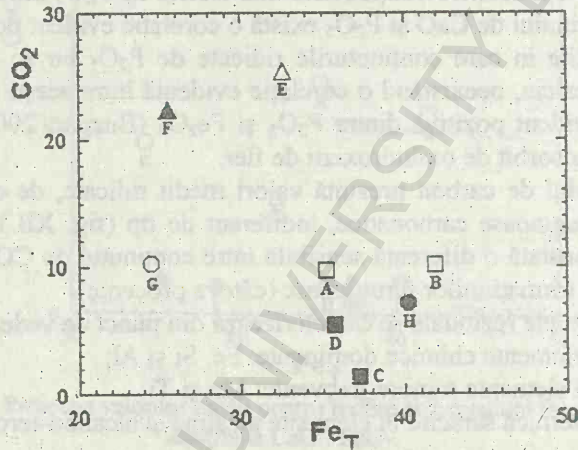


Fig. XII.11. Proiecția valorilor medii pentru ferilite și formațiuni feruginoase în diagrama $\text{CO}_2 : \text{Fe}_T$.

Au fost propuse cinci mecanisme de generare a fierului (James, 1966; Greensmith, 1989):

- alterarea rocilor din ariile continentale fie în condiții de climă tropicală sau subtropicală umedă, fie într-o atmosferă cu conținut mai scăzut în O_2 și mai ridicat în CO_2 decât în prezent;
- fierul (și silica din BIF) a fost introdus în bazinele de sedimentare de către soluțiile hidrotermale submarine asociate activității magmatice sau din depresiuni submarine dispuse în lungul unor zone de rift;
- reacții la interfața sediment terigen – apă sau în timpul diagenzei, în urma cărora fierul din claste este trecut în soluție și ulterior precipitat;
- reciclarea unor formațiuni feruginoase mai vechi sau a unor depozite detritice roșii;
- detritus feruginos rezultat în urma dezagregării, transportului și prelucrării crustelor feruginoase (fericret) din soluri fosile.

Transportul fierului poate fi realizat atât de apele de suprafață cât și de cele freatice. Ionul Fe^{2+} este transportat în soluție numai de apele de suprafață cu pH neutru sau acid. Solubilitatea Fe^{2+} este puternic dependentă de pH astfel încât, la scăderea acestuia cu o unitate, solubilitatea crește cu trei ordine de mărime

Cantități considerabile de Fe^{2+} (sub formă de săruri, cel mai frecvent ca bicarbonat, clorură și sulfat) pot fi transportate de apele freatice deficitare în O_2 . Ionul Fe^{3+} este transportat de apele de suprafață sub formă de hidrosoluri de hidroxid feric stabilizate de coloizi organici, adsorbit de mineralele argiloase sau sub formă de granoclaste de hematit și/sau goethit (particule discrete sau în suspensie). Hidrosolurile stabilizate de coloizi organici, datorită sarcinilor pozitive pot fi transportați de apele de suprafață pe distanțe foarte mari fără a precipita. La contactul cu apa mării (cu conținut ridicat în sarcini negative) are loc precipitarea coloizilor.

Mecanismele de producere a fierului, cu excepția situației care presupune modificarea atmosferei, pot fi observate în prezent însă la o scară mult mai mică (acumularea oxihidroxizilor de fier în lacurile din nordul Europei, Asiei și Americii, izvoare hidrotermale submarine în zona Insulelor Kurile sau în M. Roșie, formarea concrețiunilor de siderit în argilele bogate în substanță organică, acumularea „argilei roșii abisale”, a mălurilor cu sulfuri etc.). Nici unul dintre aceste procese nu este exclus; problema care se ridică este la ce scară s-au manifestat și care dintre ele a fost dominant în formarea unora sau altora dintre depozitele feruginoase. Pentru unele ferilite și pentru formațiunile feruginoase de tip Algoma, existența unor relații genetice cu activitatea vulcanică este probată și acceptată (ferilitele devoniene din regiunea Lahn-Dill, Germania; formațiunile feruginoase precambriene din regiunea Michipicoten, Canada; nivelele piritoase devoniene care trec lateral în nivele cu baritină din regiunea Meggen, Germania etc.). Pentru cele mai multe ferilite phanerozoice, existența unor procese magmatice contemporane este exclusă. Pentru acestea, proveniența fierului prin procese de alterare sau cel puțin prin procese nonvulcanice este certă. Depozite tipic nonvulcanice sunt, de exemplu, ferilitele jurasice din nordul Europei sau ferilitele grezoase din regiunea Northampton, Anglia. Pentru formațiunile feruginoase precambriene nonvulcanice (sau cel puțin aparent nonvulcanice), proveniența fierului numai prin procese de alterare nu poate fi acceptată decât în cazul unei atmosfere cu conținut (sau cu presiune parțială) de CO_2 mai ridicat decât în prezent. Motivele sunt mai multe:

- dimensiunile foarte mari ale BIF-lor;
- separarea mult mai accentuată a fierului de alți constituenți (alții decât silica);

- prezența cherturilor interstratificate.

Pentru a demonstra imposibilitatea formării BIF-lor printr-un aport de fier din ariile continentale, rezultat în urma alterării în condiții atmosferice asemănătoare cu cele de azi, James (1966) pleacă de la următoarele premise:

- cele mai multe nivele din cadrul unei formațiuni feruginoase sunt fin laminate, fiecare lamină având a grosime de cca. 0,1 mm;
- o formațiune feruginoasă de 200 m grosime s-ar acumula în câteva zeci

de milioane de ani;

- rocile clastice asociate, cum sunt cuașitele, graywackele și argilele, sunt în mare măsură similare din punct de vedere chimic și mineralogic cu roci echivalente mai tinere iar prezența clastelor de feldspat sunt dovada certă că alterarea rocilor în timpul eroziunii nu a dominat în mod absolut procesele mecanice; cu toate acestea, formațiunea feruginoasă nu prezintă alți constituenți în afara mineralelor de fier și a silicei, cu toate că acumularea fierului a durat câteva zeci de milioane de ani.

În cazul în care presiunea parțială a CO_2 a fost mai ridicată în anumite perioade de timp și ținând cont și de absența unor depozite carbonatice pe arii extinse (care controlează conținutul în CO_2), atunci atât apele de suprafață cât și cele marine au avut un pH acid, favorizând alterarea intensă a silicaților (în principal feromagnezieni), transportul fierului în soluție, concentrarea lui în bazinele marine și suprimarea precipitării sărurilor. De asemenea, alterarea a dominat net procesele mecanice. După o perioadă de câteva zeci de milioane de ani, alterarea intensivă a silicaților a încetat datorită scăderii presiunii parțiale a CO_2 (prin alterarea silicaților, o mare cantitate de CO_2 a fost preluată din atmosferă). Procesul depozițional a devenit net terigen iar Ca și Mg vor precipita sub formă de dolomit (nivele dolomitice sunt prezente în stivele litologice asociate cu unele BIF). Există și în acest caz o problemă nelămurită: majoritatea BIF-lor sunt în facies oxidic (Fe^{3+}). Este posibil ca prezența unui conținut ridicat de CO_2 din apele marine să fi determinat dezvoltarea explozivă a algelor care au creat un mediu oxigenat (în unele BIF prezența substanței organice este certă – Greensmith, 1989). În plus, acestea au putut constitui și sursa silicei (existența stromatolitelor silicioase sau pseudostromatolitele, construite de alge și bacterii silicioase din vecinătatea izvoarelor fierbinți face plauzibilă această ipoteză).

Considerăm însă că mult mai plauzibilă este ipoteza afilierii BIF-lor cu activitatea vulcanică din următoarele motive:

- pe cât de dificil de demonstrat este legătura acestora cu roci vulcanice contemporane lor pe atât este de greu de demonstrat absența acestor legături (rocile precambriene fiind metamorfozate, stabilirea protolitului și a vârstei sunt, de cele mai multe ori, extrem de dificile și cu un grad de precizie redus);

- prezența în acoperișul și culcușul formațiunilor feruginoase a depozitelor terigene și carbonatice nu presupune neaparat modificarea proceselor sedimentogene; mult mai plauzibilă este existența unor mișcări eustatice pozitive și negative care determină modificarea, pentru același areal, a sistemului depozițional;

- extinderea mare a BIF-lor poate fi explicată prin extinderea mare a bazinelor de rift; sursa fierului și silicei au constituit-o atât aflusul de soluții hidrotermale cât și rocile vulcanice submarine supuse unui proces intens de alterare submarină (halmiroliză); Ca și Mg din aceste roci au rămas în soluție (atât datorită absen-

tei altor cationi cât și datorită faptului că apa marină avea un conținut ridicat în CO_2 și un pH neutru sau ușor acid);

- alternanța nivelelor feruginoase și silicioase poate fi explicată într-un mod mult mai plauzibil; dacă silica s-a acumulat permanent (nivelele feruginoase conțin silice), fierul a precipitat doar în anumite momente, când a fost atins pragul de suprasaturare (sunt prezente nivele silicioase lipsite de fier) și aceasta datorită existenței unei activități vulcanice intermitente și a procesului de alterare în desfășurare permanentă;

Acumularea mineralelor de fier se realizează prin depunere gravitațională (particule discrete de oxihidroxizi de fier și claste feruginoase), prin precipitare chimică și biochimică.

Precipitarea chimică a fost determinată fie de evaporarea apei, fie de atingerea pragului de suprasaturare datorită unui aflux continuu de fier în bazinul de sedimentare. Precipitarea oxihidroxizilor, carbonaților, silicaților sau sulfurii de fier a fost condiționată de parametrii pH – Eh ai mediului de acumulare (fig. II. 11).

Există două grupe de bacterii care determină precipitarea ionului Fe^{3+} . Astfel, *Thiobacillus ferrooxidans* (sau *Ferrobacillus ferrooxidans*) este o bacterie autotrofă care utilizează pentru dezvoltare energia rezultată în urma oxidării Fe^{2+} . Se dezvoltă numai într-un mediu puternic acid ($\text{pH} = 2-3$) și prin activitatea sa determină precipitarea fierului sub formă de ion feric din soluțiile hidrotermale submarine. A doua grupă de bacterii feruginoase include diverse organisme care se dezvoltă într-un mediu aproape neutru (*Hyphomicrobium*, *Metallogenium*, *Siderocapsa*, *Gallionella ferruginea*). Apar aproape întotdeauna în apele feruginoase și pot precipita fierul din ape cu un conținut de Fe^{2+} de numai 1 ppm (Alexander, 1965; din Trudinger, 1976). Activitatea bacteriei reducătoare *Desulfovibrio sp.* conduce la reducerea sulfatilor și precipitarea sulfurii de fier. Unele moluște (*Polyplacophora sp.*, *Patella vulgata*, *Nomaeopelta dalliana*) au dentiția alcătuită din magnetit și goethit, considerată a se fi format prin biosecreție (Anastasiu, 1988).

XIII. DEPOZITE MANGANOASE

Comportamentul geochimic al manganului este foarte asemănător cu cel al fierului, depozitele manganoase prezentând, din acest motiv, similitudini compoziționale, morfologice și structurale cu depozitele feruginoase. Manganul este totuși mai mobil decât fierul, fiind dizolvat mai ușor de apa încărcată cu CO_2 . Precipită în urma fierului, în condiții echivalente de Eh-pH. Din această cauză, separarea majoră a manganului de fier are loc în timpul procesului de alterare hipergenă. Prin urmare, cea mai mare parte dintre depozitele manganoase de interes economic sunt depozite sedimentare. Separarea depozitelor manganoase se face tot după criteriul chimic: reprezintă orice depozit sedimentar care conține cel puțin 15% Mn (19,37% MnO sau 23,74% MnO_2).

XIII.1. Compoziția mineralogică

Cu toate că depozitele manganoase se formează în condiții asemănătoare cu cele în care se formează depozitele feruginoase, primele au o compoziție mineralogică mai simplă. Se prezintă numai în facies oxidic și foarte rar și subordonat cantitativ în facies carbonatic sau silicatic. Manganolite în facies silicatic apar întotdeauna și în facies oxidic și sunt legate genetic de activitatea vulcanică. Sulfurile de mangan au energia liberă de formare (Gibbs) destul de ridicată, nefiind minerale caracteristice domeniului exogen. Principalele minerale de mangan din depozitele manganoase sunt prezentate în tabelul XIII.1. Todorokitul, birnessitul și manganitul sunt cele mai frecvente minerale de mangan din nodulii polimetaliici. Pirolusitul, romanechitul, manganitul, braunitul și rodocrozitul sunt mai frecvenți în depozitele manganoase vechi. În lateritele manganoase apar pirolusitul, romanechitul, ramsdellitul și criptomelanul, frecvent constituind agregate pământoase numite „wad”. Mineralele de mangan apar sub formă de agregate colomorfe, criptocristaline, mai rar cristaline, constituind corpusculi sau mase informe. Uneori pot apare și sub formă de cristale diseminate. Trăsătura caracteristică a acestora este culoarea neagră.

Datorită afinității geochemice dintre Mn și Fe, mineralele de fier sunt omniprezente iar în unele cazuri se formează depozite mixte feromanganoase, în

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

care procentul de participare al acestora este foarte ridicat. Asocierea mineralelor de fier cu cele de mangan se realizează respectând condițiile „de facies” în sensul că depozitele manganoase oxidice conțin oxihidroxizi de fier iar cele dezvoltate în facies carbonatic conțin siderit (asocierea carbonaților este mai puțin răspândită).

Tabelul XIII.1
Principalele minerale din depozitele manganoase

<i>Oxizi și oxihidroxizi</i>	todorokit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{Mn}^{4+}_3\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	birnessit	$\text{Na}_4\text{Mn}_{14}\text{O}_{27} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
	manganit	$\text{MnO} \cdot \text{OH}$
	pirolusit ¹	$\beta - \text{MnO}_2$
	romanechit ²	$\text{Ba}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$
	ramsdellit	$\alpha - \text{MnO}_2$
<i>Carbonați</i>	criptomelan	$\text{K}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$
	rodocrozit	MnCO_3
<i>Silicați</i>	braunit	$\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+}_6\text{SiO}_{12}$

Depozitele manganoase mai conțin în cantități variabile minerale argiloase, silice, fosfați, glauconit, zeoliți, calcit, marcasit, baritină, granoclaste, vulcanoclaste, bioclaste etc.

XIII.2. Sistematică și aspecte petrografice

În cadrul depozitelor manganoase se disting aceleași tipuri ca și în cazul depozitelor feruginoase:

- manganolite³ (roci manganoase);
- formațiuni manganifere;
- laterite manganifere.

Manganolitele se asociază cu silicolite, gresii, argile, marne și roci

¹ Pirolusitul cu habitus dendritic este cel mai cunoscut. Are aspect de “ferigă” de culoare neagră și apare pe suprafețele de strat ale unor roci cum sunt gresiile și siltitele sau pe suprafețele de fisurație sau șistozitate ale unor roci magmatice și metamorfice.

² Sinonimul “psilomelan” nu este acceptat de IMA.

³ Anastasiu (1988) utilizează acest termen pentru a defini toate depozitele manganoase.

DEPOZITE MANGANOASE

carbonatice. Mineralele de mangan pot forma agregate masive constituind strate, lentile, corpuri neregulate și noduli sau se prezintă diseminat (frecvent sub formă de wad) în argile, marne sau gresii. Manganolitele prezintă adesea structura oolitică. Acestea se caracterizează în general prin existența unei zonalități: de la zona cu oxizi (apropierea de țărm) se trece, printr-o zonă mixtă în care apare și manganitul, la o zonă cu carbonați, în special rodocrozit ($\pm$ manganocalcit). Cel mai clasic exemplu de acest gen este cel al oolitelor manganoase oligocene de la Nikopol, Ucraina (fig. XIII.1). Depozitul este format dintr-o masă argilo-nisipoasă impregnată cu wad negru și care conține noduli sau ovide elipsoidale de romanechit și piroluzit de 1-10mm diametru (foarte rar pot atinge 25cm). Aceste manganolite reprezintă corespondentul structural și genetic al „minettelor”.

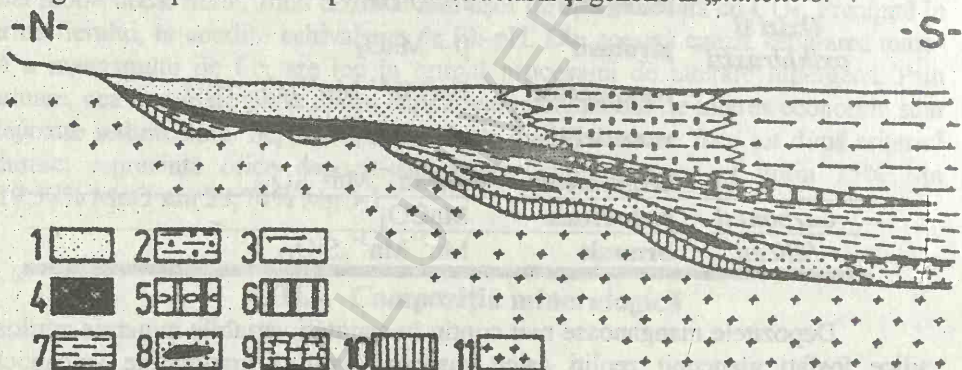


Fig. XIII.1. Profil schematic cu manganolitele de la Nikopol, prezentând natura transgresivă a secvenței sedimentare pe fundamentul cristalin, alterat, al Platformei Ucrainiene (Varentsov, 1964; din Wopfner, Schwarzbach, 1976). 1 – gresii; 2 – siltite, gresii, argile; 3 – argile și marne; 4, 5, 6 – manganolite (4 – facies oxidic; 5 – f. mixt; 6 – f. carbonatic); 8, 9 – argile, gresii, cărbuni; 10 – crustă de alterare; 11 – fundament cristalin.

Formațiunile manganimifere se caracterizează prin existența nivelelor interstratificate (lamine sau strate subțiri) de minerale de mangan și silice (calcedonie sau cuarț). Se mai numesc *jaspilite rubanate manganimifere* (Brazilia, Africa Australă) sau *formațiunea gonditică* (cuarțite cu spessartin - India). Toate sunt metamorfozate și aparțin Precambrianului. Pe seama mineralele primare de mangan s-au format oxizi (bixbyit, jakobsit, hausmannit), carbonați, silicați (spessartin, braunit, rodonit, piroxmangit, bustamit, hedenbergit, dannemorit etc.) și sulfuri de mangan, astfel încât astăzi se pot distinge formațiuni manganimifere oxidice, carbonatice sau silicatice ($\pm$ sulfuri de Mn și grafit). Spre deosebire de BIF-uri, formațiunile manganimifere nu depășesc câțiva zeci de km în extindere.

Lateritele manganimifere constituie cruste de alterare în care oxihidroxizii

de Mn predomină cantitativ asupra celor de Fe sau Al. Se formează prin alterare de tip ferallitic, în zone cu climă caldă, cel mai frecvent pe seama unor zăcămintele primare de mangan (Ghana, Gabon, Brazilia, India etc.). Sunt constituite din manganit, birnessit, criptomelan, ramsdellit, pirolusit și litioforit (format pe seama granatului). Texturile sunt concreționare, pisolitice, masive sau brecioase.

XIII.3. Nodulii de mangan (polimetalici)

Nu reprezintă o categorie distinctă de roci sedimentare deoarece apar ca și constituenți subordonați ai unor sedimente actuale (măluri oceanice de adâncime – măluri roșii abisale, măluri cu globigerine, măluri cu radiolari; sedimente terigene de apă puțin adâncă - argile, nisipuri și pietrișuri). Sedimentele cu noduli polimetalici sunt foarte răspândite în Oceanul Pacific, Atlantic și Indian. Nodulii formați în zone marine de mică adâncime au fost întâlniți în mările Barents, Albă, Kara, Baltică, Neagră, în golfurile Californiei, Maine și în unele fiorduri canadiene și scoțiene. Pe lângă noduli, oxihidroxizii de Mn (+Fe) mai pot forma cruste, impregnații sau depuneri masive (lamine și strate cu tendință lenticulară). Morfologia nodulilor este variabilă: sferică, ovoidală, discoidală sau cilindrică. Sunt prezente însă și concrețiunile informale. Au dimensiuni variabile, de la câteva zecimi de milimetru până la peste 30 cm. Prezintă structură internă nediferențiată sau concentrică, colomorfă și/sau cristalină. Nodulii cu structură concentrică sunt constituiți dintr-un singur corpuscul sau din mai mulți, ultimul tip corespunzând, din punct de vedere morfologic, lumpurilor carbonatici (fig. XIII.2). Nucleul (sau nucleele) este reprezentat prin vulcanoclaste, sticlă vulcanică, silice, clorit, minerale argiloase, bioclaste, granoclaste (cuarț, feldspați, mice) etc. Nodulii din Marea Neagră prezintă nucleu carbonatic. Mineralele de mangan identificate în noduli sunt birnessitul, todorokitul și manganitul. Conținutul în birnessit și todorokit este variabil, atât de la o zonă la alta cât și în cadrul nodulilor. În unii noduli raportul birnessit/todorokit crește de la periferie spre nucleu, în alții situația este inversă. Oxihidroxizii de Fe sunt omniprezenți, în agregate criptocristaline sau colomorfe. Perseil (1987) separă, în cadrul nodulilor din Oceanul Indian, trei grupe de micronoduli:

- micronoduli în pietre ponce riolitice, constituiți din todorokit;
- micronoduli în sedimente heterogene (o masă roșie silico-aluminoasă, amorfă, cu numeroase fragmente de cristale de silicați și oxizi precum și fragmente de roci vulcanice alterate și de bioclaste); oxihidroxizii de Mn sunt reprezentați prin birnessit în zona internă și todorokit la periferia cortexului dezvoltat în jurul unor nuclei constituiți din sedimentul heterogen;

DEPOZITE MANGANOASE

- micronoduli în sedimente fine (argile montmorillonitice ferifere și aluminosae cu prisme fine de zeoliți și fragmente de cristale de silicați și carbonați); cortexul are o compoziție intermediară între birnessit și un complex amorf, silico-feric.

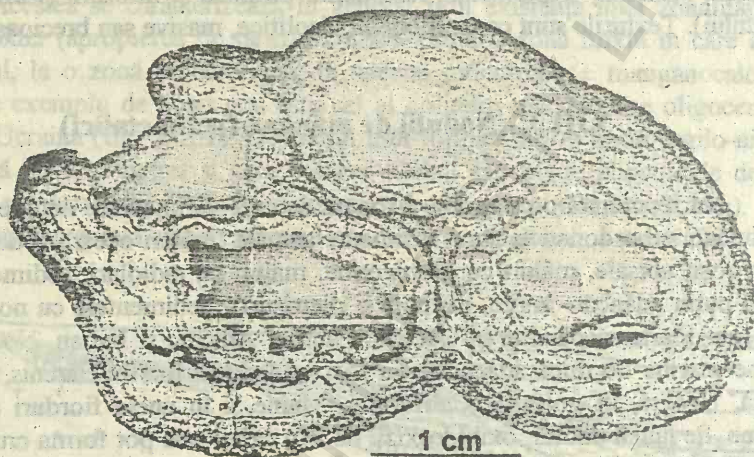


Fig. XIII.2. Nodul de mangan constituit din mai mulți corpusculi, fiecare cu structură internă diferențiată (din Perseil, 1987).

XIII.4. Considerații petrochimice

Chimismul depozitelor manganosae este o reflectare a condițiilor genetice în care s-au format, fiind dependent de tipul și faciesul în care apar. Astfel, conținutul în MnO este mai ridicat în lateritele manganifere deoarece în zona de oxidație a manganolitelor sau formațiunilor manganifere (unde se formează aceste laterite) are loc o îmbogățire relativă în MnO prin levigarea celorlalți componenți.

Conținutul obișnuit în MnO al acestor laterite este cuprins între 65 și 75%. Manganolitele prezintă un conținut cuprins între 30-45% MnO pentru faciesul carbonatic și 50-65%, pentru faciesul oxidic. Formațiunile manganifere prezintă un conținut de MnO mai variabil și mai scăzut, de 20-40% și, ca și în cazul BIF-lor, un conținut ridicat de SiO_2 , de 40-60%. Datorită omniprezenței mineralelor de fier, conținutul în oxid de fier este întotdeauna supraunitar. Manganolitele oxidice prezintă conținuturi ridicate în Fe_2O_3 , de la câteva procente până la peste 15% iar cele carbonatice au conținut ridicat în FeO , de la câteva procente la peste 10%. Conținuturi spectaculoase, de peste 25% Fe_2O_3 , se întâlnesc la unele laterite manganifere.

Deși această valoare este mai ridicată decât limita inferioară a conținutului în Fe_2O_3 a unui depozit feruginos, mineralele predominante cantitativ sunt oxihidroxizii de Mn (implicând un conținut superior de MnO).

Se consideră că raportul Mn/Fe din manganolite poate oferi informații privind locul de acumulare și distanța de transport a metalului (apropierea de „sursa continentală”). Astfel, manganolitele de mare adâncă au raportul Mn/Fe cuprind între 2 și 60 în timp ce manganolitele de apă puțin adâncă au raportul subunitar (fig. XIII.3) (Varentsov, Grassely, 1980; din Anastasiu, 1988).

Bioxidul de siliciu prezintă valori mai ridicate numai în formațiunile manganifere sau în unele manganolite asociate cu jaspuri. Valorile medii se situează între 30 și 35% SiO_2 . În rest, SiO_2 prezintă conținuturi de ordinul procentelor (4-8%). Valorile cele mai scăzute caracterizează manganolitele carbonatice.

Oxidul de aluminiu este prezent în cantități de ordinul procentelor, prezentând valorile cele mai ridicate, de 5-7%, pentru manganolitele ce conțin cantități ceva mai ridicate de minerale argiloase (ex. Nikopol).

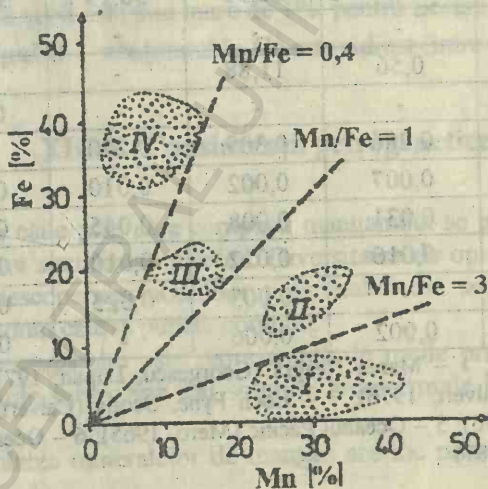


Fig. XIII.3. Raportul Mn/Fe în nodulii recoltați din ape adânci (II – Oc. Pacific; III – Oc. Atlantic), ape puțin adânci (III – M. Baltică; I – golfuri din zone de șelf; IV - lacuri) (Varentsov, Grassely, 1980; din Anastasiu, 1988).

Tot valori scăzute, de 1-3%, prezintă și CaO. Numai în manganolitele carbonatice sau în cele oxidice cantonate în calcare conținutul în CaO poate ajunge la 7-8%.

Oxidul de magneziu prezintă conținuturi de ordinul procentelor ($2 \div 4\%$),

DEPOZITE MANGANOASE

valorile mai ridicate caracterizând depozitele manganoase bogate în todorokit sau cele carbonatice. Oxizii alcalini prezintă cele mai scăzute valori, apropiate de 1%. Valori mai ridicate poate prezenta K_2O în cazul depozitelor manganoase ce conțin în cantitate mai mare criptomelan. Prezența unor cantități mai mari de romanechit determină conținuturi mai ridicate de Ba, de peste 0,3% (3000ppm).

Conținutul în principalii oxizi și elemente minore pentru unii noduli actuali este prezentat în tabelul XIII.2.

Tabelul XIII.2

Compoziția chimică a unor noduli de mangan din diferite sisteme de sedimentare.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	7,6	13,72	13,53	8,90	19,2	20,51
Al ₂ O ₃	1,21	3,22	4,30	3,60	3,8	3,87
Fe ₂ O ₃	26	8,80	5,60	1,23	24,3	1,09
MnO	21,80*	42,27	38,96	50,19	31,7*	31,05
CaO	14,35	-	-	-	2,3	1,07
CO ₂	11,2	0,56	11,88	-	-	-
Ti	0,10	-	-	-	0,67	0,08
Ba	-	0,286	0,309	0,270	-	0,050
Cu	0,001	0,007	0,002	0,010	0,53	1,06
Ni	0,010	0,031	0,008	0,045	0,99	1,02
Co	0,003	0,016	0,012	0,010	0,35	0,005
Pb	-	-	0,003	0,025	0,28	0,16
Zn	-	0,002	0,006	-	0,31	0,24

* determinat ca MnO₂; 1 – Marea Neagră (Georgescu, Lupan, 1971); 2 – Jarvis Inlet, Columbia Britanică (Calvert, 1976); 3 – Loch Fyne, Scoția (Calvert, 1976); 4 – Golful Californiei (Calvert, 1976); 5 – Oceanul Pacific (Mero, 1965); 6 – Oceanul Indian (media a 8 analize, din Perseil, 1987).

Conținutul în elemente minore a fost publicat în unele lucrări în procente de masă (Georgescu, Lupan, 1971) și din acest motiv unele conținuturi exprimate în ppm le-am transformat tot în procente de masă. Oxizii principali prezintă conținuturi comparabile cu cele din manganolite. Caracteristic pentru nodulii de mangan din sedimentele oceanice de adâncime (probele 5 și 6) sunt conținuturile ridicate în unele elemente urmă, cum sunt Cu, Ni, Co, Pb și Zn, numindu-se din acest motiv și *noduli polimetaliici*.

O serie de cercetători au pus în evidență o îmbogățire în Ni și Cu pentru

nodulii mai bogați în todorokit și o îmbogățire în Co și Pb pentru cei în care faza mineralogică dominantă este birnessitul. Dintre aceștia, Cronan și Tooms (1969) au arătat și faptul că nodulii bogați în todorokit se formează în zonele oceanice abisale sau în ape de mică adâncime în timp ce nodulii în care predomină birnessitul sunt mai răspândiți pe crestele și munții submarini. În schimb, Perseil (1987) a arătat că în partea centrală a Oceanului Indian, micronodulii au o compoziție mineralogică dependentă de natura sedimentului în care apar. Astfel, nodulii dezvoltati pe un substrat de pietre ponce riolitice (alterate) sunt constituiți din todorokit în timp ce la celelalte două grupe de micronoduli, todorokitul apare doar prin transformarea birnessitului. În plus, conținutul în Co este scăzut pentru toate cele trei tipuri de micronoduli.

Mero (1965) separă în cadrul nodulilor polimetaliți din Pacific patru tipuri:

- tipul A – raportul Mn/Fe este apropiat de 1;
- tipul B – conținutul în fier este foarte scăzut, raportul fiind mult mai mare de 1;
- tipul C – raportul are valoarea apropiată de 2 însă conținutul în Cu și Ni este mai mare de 1% pentru fiecare element;
- tipul D – conținutul în Co este ridicat (între 1 și 1,2).

XIII.5. Considerații petrogenetice

Cauzele și căile prin care compușii manganului se pot concentra la suprafața scoarței terestre sunt foarte diferite. Diversitatea de opinii și controversele au apărut odată cu descoperirea nodulilor polimetaliți din sedimentele oceanice de adâncime. Există totuși câteva puncte comune:

1. Sursa manganului este reprezentată de rocile preexistente supuse alterării și de exhalatiile submarine sau soluțiile hidrotermale legate de manifestările magmatice.

2. Acumularea mineralelor de mangan are loc prin precipitare chimică și/sau biochimică.

Pentru depozitele manganoase de apă puțin adâncă (șelfurile mărilor epicontinentale sau marginale, golfuri, lacuri și mlaștini), sursa manganului este reprezentată de rocile preexistente din ariile continentale limitrofe bazinului de sedimentare. Transportul manganului are loc pe mai multe căi:

- dizolvat în apele de suprafață (inclusiv apele freatice) sub forma Mn^{2+} ;
- în complecși organo-minerali (humați);
- sub formă coloidală ca $Mn(OH)^{4+}$;
- transportul mecanic al detritusului cu conținut în mangan (Mn^{2+}).

Solubilizarea Mn^{2+} are loc în mediu apos acid sau neutru ($pH < 7$). Transportul are loc în soluție sub formă de bicarbonat. În medii puternic oxidante este stabil Mn^{4+} . Transportul are loc sub formă coloidală sau inclus în complecși organo-minerali. Coloizii de $Mn(OH)_4$ au sarcini negative și din acest motiv sunt puțin stabili în ape de suprafață (bogate în sarcini pozitive). Datorită adsorbției la suprafața particulelor coloidale a unor cantități semnificative de metale grele în formă cationică (Me^{2+}), soluțiile coloidale de $Mn(OH)_4$ devin stabile în apele de suprafață iar transportul se poate realiza pe distanțe mari. În cazul detritusului cu conținut în Mn, trecerea în soluție are loc fie în urma reacției dintre claste și apa de mare, fie în timpul diagenezei prin reacția dintre claste și soluțiile interstițiale. La interfața sediment - apă se dezvoltă o „zonă oxidantă” cu grosimi de la câțiva centimetri (zona litorală și shelf) până la câțiva metri (zonele abisale). Aceasta joacă un rol important în solubilizarea și precipitarea ulterioară a manganului din materialul terigen. Mn^{2+} din minerale este oxidat la forma Mn^{4+} și precipitat ulterior sub formă de oxid sau oxihidroxid.

Asocierea depozitelor manganoase cu silicolite (jaspuri) și roci vulcanice bazice este argumentul hotărâtor în considerarea acestora ca depozite vulcanogen-sedimentare. În acest caz, sursa manganului este reprezentată de exhalatiile submarine și izvoarele hidrotermale legate de activitatea vulcanică submarină. De asemenea, Perseil (1987) a arătat că pentru unii noduli din Oceanul Indian, sursa manganului o constituie rocile vulcanice submarine supuse unui proces intens de alterare (halmiroliză). De la roca vulcanică se trece la o masă amorfă silico-ferică și apoi la un sediment fin (montmorillonit ferici și aluminos) cu noduli de mangan.

O problemă încă controversată este aceea a separării fierului de mangan. Separarea ar putea avea loc:

- a) la sursă, fie prin dizolvarea mai rapidă a Mn, fie prin sărăcirea mai rapidă în Fe a soluțiilor (inclusiv cele hidrotermale);
- b) prin precipitare diferențială determinată fie de oxidarea mai rapidă a Fe, fie de agenți bacterieni;
- c) prin procese diagenetice, prin intermediul soluțiilor interstițiale.

Precipitarea chimică a manganului din apele marine se poate realiza prin mai multe mecanisme:

- precipitare chimică din soluții suprasaturate de origine vulcanică (formațiuni manganifere și manganolite fără structură oolitică);
- precipitarea catalitică pe geluri de hidroxid ferici; acest mecanism este controversat deoarece nu poate explica marea variație a raportului Mn/Fe din nodulii polimetaliici iar apa marină este subsaturată cu mai multe ordine de mărime relativ la compoziția manganului din noduli;
- precipitarea pe substrat adsorbant (nucleul detritic); este un mecanism care poate explica foarte bine formarea și creșterea nodulilor actuali sau a ooidelor

din manganolitele oolitice.

Zonalitatea compozițională a manganolitelor oolitice este determinată de existența unor condiții de pH și Eh caracterizate prin valori apropiate de cele care delimitează câmpurile de stabilitate ale oxizilor și carbonaților de mangan (fig. XIII.4). Prin urmare, spre marginea bazinului (adâncime mai mică, ape oxigenate) vor precipita oxizii și oxihidroxizii de mangan iar spre interiorul bazinului (adâncime mai mare, pH mai scăzut, condiții ușor oxidante sau reducătoare) vor precipita carbonații de mangan (rodocrozit, manganocalcit).

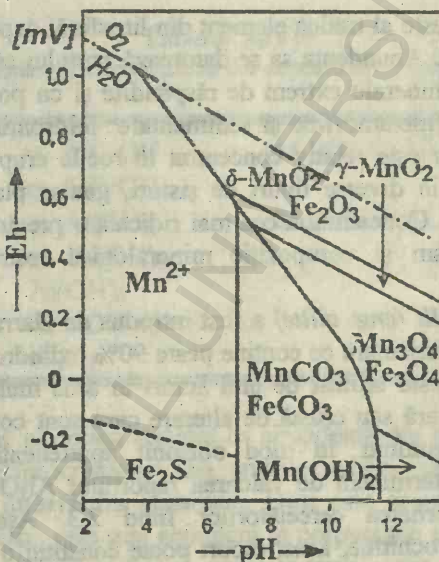


Fig. XIII.4: Domeniile de stabilitate ale compușilor de Mn și Fe în funcție de valorile pH și Eh ale mediului de acumulare (Varentsov, Grassely, 1980; din Anastasiu, 1988).

Participarea bacteriilor la precipitarea compușilor de mangan este unanim acceptată. Controversele se referă doar la importanța procesului pentru unele sau altele din depozitele manganose. Bacterii cum sunt *Arthrobacter*, *Acromobacter*, *Bacillus*, *Metallogenium* etc., fie oxidează Mn^{2+} din carbonați și sulfati la Mn^{4+} și determină precipitarea oxizilor de Mn și creșterea nodulilor (*Arthrobacter*, *Metallogenium*, *Bacillus manganicus*), fie reduc Mn^{4+} la forma Mn^{2+} și participă astfel la redistribuirea manganului în sediment (*Bacillus circulans* – lacurile din Karelia).

XIV. DEPOZITE ALUMINOASE

Aluminiul este al treilea element din litosferă, după oxigen și siliciu, având o pondere de 8,1%. Abundența sa se datorează faptului că este un cation principal în două grupe de minerale extrem de răspândite și cu pondere mare în alcătuirea rocilor magmatice, metamorfice și sedimentare: feldspații și mineralele argiloase. Oxidul de aluminiu este relativ concentrat în rocile eruptive acide, intermediare, bazice și alcaline, în diverse tipuri de șisturi, gnaise plagioclazice și amfibolite precum și în argile. Concentrația cea mai ridicată o prezintă însă în depozite sedimentare cu chimism și compoziție mineralogică restrictive, numite depozite aluminosae.

Termenul *alit* (eng. *allite*) a fost introdus de Harrassowitz (1926) pentru a desemna o rocă sedimentară ce conține peste 90% oxihidroxizi de aluminiu. Astăzi termenul respectiv este utilizat de unii autori în sens mult mai larg, reprezentând orice rocă sedimentară sau crustă de alterare care sunt constituite în principal din oxihidroxizi de aluminiu. În mod obișnuit apartenența la grupa depozitelor aluminosae este determinată de valoarea raportului Al_2O_3/SiO_2 , limita inferioară acceptată de majoritatea cercetătorilor fiind 2,3. Așa cum vom vedea în subcapitolul de petrochimie, acest raport poate constitui o condiție obligatorie dar nu suficientă iar valoarea sa minimă este diferită, funcție de compoziția mineralogică. Rocile sedimentare aparținând acestei grupe se numesc **bauxite**¹ iar crustele de alterare - **lateritele** și **terra rossa** - constituie depozite aluminosae doar dacă oxihidroxizii de aluminiu predomină asupra oxihidroxizilor de fier. Deși bauxitele au o pondere mică în cadrul rocilor sedimentare, ele sunt totuși extrem de importante deoarece reprezintă principalul minereu de aluminiu.

XIV.1. Mineralogia depozitelor aluminosae

La alcătuirea acestora, pe lângă mineralele principale reprezentate prin

¹ Termenul *bauxit* a fost introdus de Berthier (1821) pentru a denumi rocile bogate în aluminiu din vecinătatea localității Les Baux, Franța.

DEPOZITE ALUMINOASE

oxihidroxizi de aluminiu, mai participă în cantități uneori semnificative și minerale de fier, oxizi de titan, minerale argiloase și carbonați. Oxihidroxizii de aluminiu sunt prezentați în tabelul XIV.1.

Dintre acestea, boehmitul este cel mai frecvent și abundent mineral din bauxite. Apare sub formă de cristale submicronice, frecvent cu habitus acicular, constituind agregate cu aspect masiv sau pisolitic. Mai rar este întâlnit sub formă de cristale autigene romboedrice de până la 20-30 microni. În unele bauxite lateritice, boehmitul conține Fe^{3+} care substituie izomorf Al (până la 2,5% Fe_2O_3).

Tabelul XIV.1

Oxihidroxizii de aluminiu din depozitele aluminosae.

Boehmit	$\gamma - \text{AlO} \cdot \text{OH}$	(44,98%Al; 53,34%O; 1,68%H)
Diaspor	$\alpha - \text{AlO} \cdot \text{OH}$	
Gibbsit	$\gamma - \text{Al}(\text{OH})_3$	(34,58%Al; 61,53%O; 3,88%H)
Bayerit	$\alpha - \text{Al}(\text{OH})_3$	
Nordstrandite	$\text{Al}(\text{OH})_3$	
Alumogel	$\text{AlO} \cdot \text{OH aq}$	
Corindon	Al_2O_3	

Diasporul este al doilea mineral ca abundență din bauxite. Se prezintă sub formă de agregate criptocristaline sau cristale subțiri, tabulare, diseminate sau constituind agregate masive fin granulare. Deși este prezent în toți constituenții petrografici ai bauxitelor, este mai abundent în corpusculii cu structură concentrică. Diasporul cu conținut ridicat în fier se numește *feridiaspor* și este întâlnit numai în bauxitele lateritice. Fe^{3+} poate substitui Al până la 20% (fracții molare) deoarece rețeaua cristalină a diasporului și goethitului sunt izomorfe. Frecvența și abundența ridicată a diasporului în bauxitele vechi (carbonifere și permieni) comparativ cu cele mai tinere sugerează ideea unui produs diagenetic format prin neomorfism pe seama boehmitului.

Gibbsitul este prezent în toți constituenții petrografici și prezintă habitus sferic, stalactitic (în laterite) sau pământos. Este singenic, diagenetic sau supergen.

Nordstranditul este întâlnit numai în bauxitele lateritice și terra-rossa, însoțit aproape întotdeauna de gibbsit. În bauxitele cu conținut ridicat în SiO_2 poate predomina cantitativ asupra gibbsitului. Apare sub formă de cristale aciculare fin diseminate în toți constituenții petrografici ai bauxitelor sau constituie agregate criptocristaline în matrice. Cu timpul trece în gibbsit, fiind întâlnit astfel numai în depozitele tinere și recente.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Bayeritul este foarte rar întâlnit, de regulă împreună cu gibbsitul și nordstranditul.

Alumogelul, numit și *sporogelii*, reprezintă un gel de hidroxid de aluminiu întâlnit numai în depozitele pliocene, cuaternare și actuale. Existența sa în bauxitele pliocene este datorată proceselor de hidratare supergenă.

Corindonul apare sub forma unor particule cripto și microcristaline cu dimensiuni submicronice și aspect sferoidal, fiind numit *microcorindon*¹. Dintre constituenții petrografici, este mai frecvent în corpusculi și numai ocazional în matrice. Apare întotdeauna în asociație cu gibbsit, magnetit, maghemit, hematit, goethit, caolinit, anataz și rutil. Corindonul mai apare și sub forma unor granoclaste cu dimensiuni cuprinse între 0,05 și 0,5mm însă în cantități ce nu depășesc câteva sutimi sau zecimi de procent.

Mineralele de fier (tab. XIV.2) participă frecvent și în cantitate mare la alcătuirea depozitelor aluminosae. Sunt reprezentate prin oxizi și hidroxizi, sulfuri, carbonați și silicați (clorite).

Tabelul XIV.2

Principalele minerale de fier din depozitele aluminosae.

Hematit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Pirită	FeS_2
Maghemit	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$		
Magnetit	$\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$	Siderit	FeCO_3
Goethit	$\alpha\text{-FeO}\cdot\text{OH}$		
Lepidocrocit	$\gamma\text{-FeO}\cdot\text{OH}$	Chamosit ²	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10} (\text{OH}, \text{O})_8]$
Siderogel	$\text{FeO}\cdot\text{OH aq}$	Clinoclor	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10} (\text{OH}, \text{O})_8]$

Hematitul este cel mai abundent mineral de fier din bauxite și apare în toți constituenții petrografici constituind mase colomorfe, agregate microcristaline sau cristale diseminate. Poate fi singenetic, diagenetic și mai rar supergen. Aluminiul poate fi prezent ca substituent izomorf în cantități de până la 14% (fracții molare). Hematitul mai poate forma cristale mixte și cu ilmenitul, substituția putând ajunge

¹ În bauxitele metamorfozate apare corindon mai larg cristalizat, granulele putând atinge 2mm.

² În manualele mai vechi de mineralogie și petrografie sedimentară precum și în clasificarea Strunz apare și termenul *thuringit* - $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{10} | (\text{OH}, \text{O})_8]$. În Dana's New Mineralogy (Richard et al., 1997) nu este descris ca specie, nefiind acceptat de IMA. În Bárdossy (1982), thuringitul este considerat leptoclorit iar chamositul este inclus la septeclorite. Foarte probabil că în bauxitele în care a fost descris thuringitul este prezent de fapt chamosit cu conținut scăzut de magneziu.

la 33% (titanohematit). Goethitul este al doilea mineral de fier, ca frecvență și abundență, din bauxite. Poate prezenta, ca și hematitul, un conținut ridicat de Al_2O_3 . Maghemitul este mai abundent în bauxitele cuaternare din insulele pacifice și apare sub forma unor particule submicronice fin dispersate atât în matrice cât și în pisoide. Cantitativ, nu depășește câteva procente. Magnetitul este foarte rar întâlnit sub forma unor cristale diseminate în matricea sau corpusculii bauxitelor. Cel mai frecvent este un produs al diagenezei și cantitativ reprezintă câteva zecimi de procent. Poate fi prezent și ca granoclaste. Lepidocrocitul apare de obicei ca produs al diagenezei sau al alterării supergenă a hematitului, magnetitului sau piritei. Siderogelul (în sensul lui Strunz, 1970) apare numai în bauxitele tinere (Miocen, Cuaternar) și recente, cantitativ nedepășind 10%. Fiind un gel instabil, cu timpul recrystalizează sub formă de goethit sau hematit.

Dintre sulfurile de fier, pirita este foarte frecventă și uneori apare în cantitate mare. Este întâlnită numai în bauxitele închise la culoare (negre, verzi-negre sau cenușii). În mod obișnuit conținutul în pirită variază între 5 și 15% dar uneori poate ajunge la 30-45% (Bárdossy, 1982). Pirita singenetică este foarte rară, cea mai mare parte fiind diagenetică. Apare atât în matrice cât și în oioide sub formă de cristale idiomorfe, corpusculi sferici sau elipsoidali și granule informe. În rare cazuri au fost întâlnite și alte sulfuri de fier cum ar fi marcasita și hidrotroilitul.

Sideritul poate ajunge la 30% din volum și este prezent mai frecvent în bauxitele verzi, cenușii sau negre. Se prezintă sub formă de corpusculi sferoidali sau cristale fine diseminate în masa rocii sau constituind umplutura unor fisuri.

Cloritele apar de obicei în bauxitele argiloase și pot contribui în unele cazuri în cantități însemnate la alcătuirea bauxitelor. Bauxitele chamositice sunt mai frecvente în Yugoslavia, Grecia și România și pot conține până la 50% chamosit. Thuringitul este descris în bauxitele diasporice sau boehmitice, bogate în fier, din Ural și Afganistan. Clinoclorul apare în cantități ce nu depășesc câteva procente, în special în bauxitele de carst. În România, conținutul cel mai ridicat în (lepto)clorite, de 17,20%, a fost menționat pentru bauxitele verzi de la Schireaua, Munții Pădurea Craiului (Papiu et al., 1970).

Prezența mineralelor de fier în bauxite permite aprecierea condițiilor de pH și Eh în care s-au format. Astfel, prezența hematitului sau goethitului indică existența unui mediu oxidant iar pirita, sideritul, chamositul și magnetitul necesită un mediu reducător. În figura XIV.1 sunt redată câmpurile de stabilitate ale principalilor oxihidroxizi de aluminiu și fier funcție de pH și Eh (Komlóssy, 1976; din Bárdossy, 1982).

Oxizii de titan cel mai frecvent întâlniți în bauxite sunt anatazul, rutilul și ilmenitul. Pot contribui cu până la 5% din volumul rocii și se prezintă sub formă de particule micronice sau submicronice dispersate în masa rocii sau constituie nucleii ooidelor. În acest ultim caz reprezintă granoclaste. Toți oxizii de titan sunt

singenetici dar pot fi și diagenetici (ilmenitul este în principal autigen). Brookitul și pseudobrookitul sunt mult mai rar întâlniți și au caracter clastic.

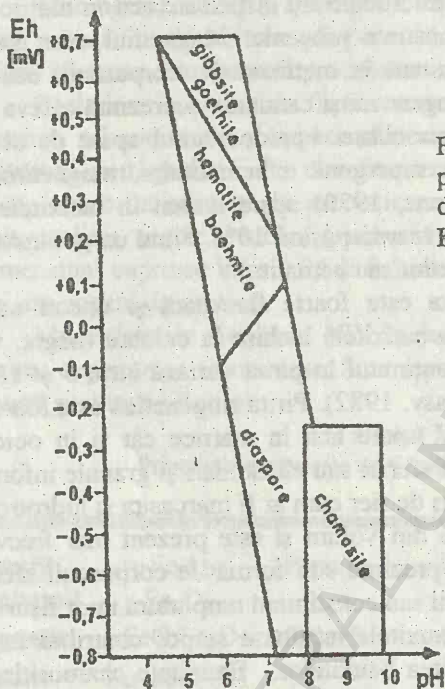


Fig. XIV.1. Câmpurile de stabilitate ale principalelor minerale din bauxite în funcție de valorile Eh și pH (Bárdossy, 1982; din Komlóssy, 1976).

Argilele sunt reprezentate în principal prin caolinit și halloysit. Caolinitul conținut în bauxite prezintă o variație mare a gradului de ordine a rețelei cristaline. Halloisitul este mai puțin frecvent decât caolinitul și apare în special în bauxitele de carst. Carbonatul cel mai frecvent din bauxite și în special în cele de carst, este calcitul. Mai rar dar nu neapărat mai puțin abundent apare și dolomitul astfel încât creșterea cantitativă a acestor două minerale determină apariția unor roci de tranziție spre rocile carbonatice. Carbonații apar sub formă de cristale fine diseminate în masa rocii sau constituie umplutura unor fisuri și cavități. Cristalele de calcit autigen pot atinge câțiva milimetri în dimensiune.

Bauxitele mai pot conține în cantități cu totul subordonate și în special sub forma unor granoclaste o serie de alte minerale cum sunt cuarțul, feldspații, zirconul, granații, apatitul, piroxenii, biotitul, muscovitul (sericit), calcopirita, blenda, oxihidroxizii de mangan, alunitul, melanteritul și chiar elemente native cum ar fi aurul, cuprul și sulful. Bauxitele negre conțin și substanță organică.

XIV.2. Petrografie și sistematică

Modul de agregare al constituenților minerali din alcătuirea bauxitelor este extrem de variat, fiind efectul diversității factorilor și proceselor care concură la formarea acestora. În literatura geologică nu există un consens în privința termenilor utilizați pentru caracterizarea texturii bauxitelor și chiar unuia și aceluiași termen i se atribuie sensuri diferite. Ținând cont de semnificația unor termeni utilizați pentru alte grupe de roci, textura bauxitelor cuprinde două elemente texturale majore: matricea și particulele încorporate¹.

Matricea

În cazul bauxitelor, aceasta reprezintă un agregat cu distribuție uniformă în masa rocii și constituit din particule fine, mai mult sau mai puțin uniforme ca dimensiune. Există mai multe tipuri de matrice, funcție de dimensiunea medie a particulelor constituente (Bárdossy, 1982, cu modificări):

- pelitomorfa - particulele sau granulele minerale nu pot fi observate individual deoarece dimensiunea medie a lor este mai mică de 1 μm ;
- microgranulară - dimensiunea medie a particulelor este cuprinsă între 1 și 5 μm ; granulele minerale se pot distinge individual, deși vag, în secțiuni subțiri;
- granulară² - este caracteristică în special bauxitelor vechi, puternic recristalizate sau ușor metamorfozate; dimensiunea medie a granulelor minerale este cuprinsă între 5 și 100 μm ³.

Particulele încorporate

Reprezintă restul constituenților rocii, înglobați în matrice și care se remarcă printr-un contrast dimensional, morfologic și/sau genetic în raport cu particulele matricei. În cadrul lor se separă trei categorii: *granule autigene*, *claste* și *corpusculi*.

Granulele autigene se deosebesc ușor de granulele minerale ale matricei prin dimensiune, fiind mai larg dezvoltate. Morfologia lor este variată, putându-se prezenta sub forma unor cristale idiomorfe (diaspor, hematit, pirită, anataz, rutil, calcit, etc), noduli sau concrețiuni (siderit, goethit) și granule informe. Cristalele mai mult sau mai puțin idiomorfe apar atât în matrice cât și în corpusculi.

Clastele sunt reprezentate prin granoclaste și litoclaste. Granoclastele au în

¹ Unii autori utilizează termenul simplu *particule* însă acesta nu este adecvat deoarece și matricea este constituită din particule.

² O serie de autori, inclusiv Bárdossy (1982), utilizează termenul "*panidiomorfa*". Considerăm că acest termen nu este adecvat deoarece este utilizat foarte frecvent cu semnificație morfologică.

³ Matrice cu granule minerale a căror dimensiune medie este mai mare de 100 μm este întâlnită numai la bauxitele metamorfozate.

general dimensiuni cuprinse între 2 și 200 μm . Sunt extrem de diverse din punct de vedere mineralogic: cuarț, feldspați, miche, granați, zircon, titanit, apatit, turmalină, epidot, zoizit, spineli, magnetit, cromit, ilmenit și altele. Litoclastele sunt aproape exclusiv fragmente de bauxită. Au dimensiuni variate, de la arenite fine la rudite (galeți cu dimensiuni ce pot atinge zeci de centimetri). Forma acestora este diversă, de la angulară la rotunjită.

Corpusculii sunt constituiți în principal din oxihidroxizi de aluminiu, fier și titan. Au în mod obișnuit forma sferică sau elipsoidală și prezintă o structură diferențiată (concentrică sau radiar fibroasă) sau nediferențiată. În cazul corpusculilor cu structură diferențiată, nucleul este reprezentat printr-o granulă autigenă sau un granoclast. Mai rar este constituit din mai multe granule. Cortexul poate fi constituit din pături concentrice de aceeași compoziție mineralogică sau de compoziție diferită. În acest ultim caz structura este orbiculară (termenul are aceeași semnificație structurală ca și la rocile magmatice) și este dată de alternanța învelișurilor bogate și sărace sau chiar lipsite de oxihidroxizi de fier. Funcție de forma și diametrul lor, acești corpusculi cu structură diferențiată se numesc astfel:

- forma sferică sau elipsoidală:

- ooide - $\Phi \leq 1\text{mm}$;

- pisoide - $\Phi > 1\text{mm}$;

- forma neregulată:

- spastoide¹ – dimensiuni variabile, obișnuit între 0,5 și 3mm.

Corpusculii cu structură nediferențiată, numiți pelete² sau sferoide³, nu prezintă nucleu central. Compoziția mineralogică poate fi omogenă sau neomogenă și de regulă sunt mai bogați în fier decât matricea înconjurătoare. Frecvent sunt străbătuți de fisuri umplute cu minerale de aluminiu și fier. Aceste fisuri nu se continuă și în matrice, fiind un argument pentru originea clastică a peletelor. Ținând cont și de structura pelitomorfă a acestor corpusculi, ei pot reprezenta litoclaste de bauxită foarte bine rulate și care conțin doar matricea rocii inițiale.

Compoziția mineralogică variată determină o gamă largă de culori ale bauxitelor: alb, galben, ocru, brun-gălbui, brun-roșu, roșu, brun, violet, verde, cenușiu, negru sau multicolor (benzi sau inele Liesegang, benzi paralele, corpusculi și matrice colorate diferit). Mineralele de aluminiu și titan sunt albe sau incolore iar caolinitul este alb. Hematitul imprimă bauxitelor culoarea roșie, roz sau violet iar goethitul galben sau brun-gălbui. Ferichamositul determină apariția culorii brun închis. Pirita și marcasita fin dispersate dau culoarea gri. Verdele este datorat cloritelor iar cenușul închis până la negru substanței organice sau oxihidroxizilor de mangan.

¹ Descrise pentru prima dată în 1969, de Papiu și Minzatu, în bauxitele din Munții Pădurea Craiului.

² După Bushinsky, 1971.

³ După Bárdossy, 1982.

DEPOZITE ALUMINOASE

Bauxitele multicolore și cele de culoarea roșie, violet, roz, galben sau brun-gălbui indică condiții oxidante iar cele verzi, cenușii sau negre, condiții reducătoare. Culoarea albă indică o intensă levigare a fierului.

Caracterul poligenetic și dificultatea de a stabili cu ușurință compoziția mineralogică a bauxitelor au constituit motivele pentru care în decursul timpului au apărut o serie de clasificări ale acestora, de multe ori utilizându-se termeni cu sensuri diferite. Primul criteriu care a fost utilizat în sistematica bauxitelor a fost cel chimic. Ulterior au apărut clasificări funcție de o serie de alte criterii cum ar fi: genetic, morfogenetic, geotectonic, litologic, mineralogic și textural.

O separare majoră a depozitelor aluminosae este funcție de morfologia depozitelor, a naturii petrografice a substratului pe care repauzează sau se formează și a genezei lor și cuprinde trei subgrupe:

- **bauxite lateritice și laterite;**
- **bauxite de carst (*karst-bauxite*) și *terra-rossa*;**
- **bauxite sedimentare.**

În prima subgrupă sunt cuprinse depozitele aluminosae formate prin alterare de tip feralitic¹ pe seama unor roci eruptive și metamorfice (sienite nefelinice, anortozite, diorite, gabbrouri, șisturi verzi etc.). A doua subgrupă include toate depozitele aluminosae localizate și/sau dezvoltate pe substrat carbonatic mai mult sau mai puțin carstificat (calcare și dolomite). Bauxitele sedimentare sunt acumulări stratiforme intercalate în serii de roci sedimentare (în principal depozite detritice dar și argile sau cărbuni).

Un criteriu important în orice clasificare este cel mineralogic. În acest sens, în cadrul bauxitelor se separă următoarele varietăți:

- *bauxite diasporice;*
- *bauxite boehmitice;*
- *bauxite gibbsitice;*
- *bauxite boehmito-gibbsitice;*
- *bauxite diasporo-boehmitice;*

Funcție de poziția tectostructurală, se disting bauxite de geosinclinal și bauxite de platformă. Se mai pot clasifica după locul de proveniență a aluminiului în bauxite autohtone și bauxite alohtone iar dacă au suferit și un proces de resedimentare se numesc bauxite secundare.

Bauxitele pot conține în cantitate suficient de mare alte minerale decât cele de aluminiu încât apar termeni de tranziție spre alte grupe de roci sedimentare. Din acest punct de vedere, cele mai uzuale clasificări sunt cele ale lui Valetton (1972) (fig. XIV.2) și Bárdossy (1982) (fig. XIV.3).

¹ În literatura de specialitate mai este utilizat termenul lateritizare sau alterare lateritică.

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

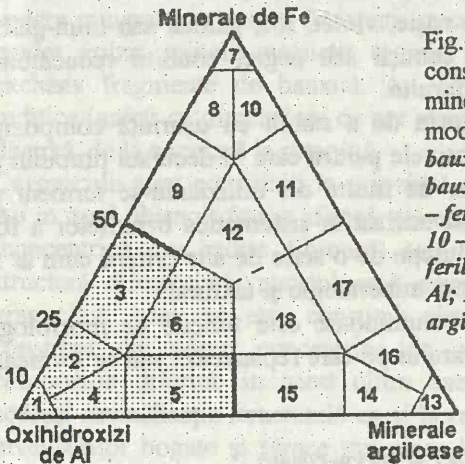


Fig. XIV.2. Diagrama de clasificare a depozitelor constituite din oxizidroxizi de Al, minerale de Fe și minerale argiloase (după Valetton, 1972, cu modificări). 1 – bauxite; 2 – bauxite bogate în Fe; 3 – bauxite ferilitice; 4 – bauxite bogate în silice; 5 – bauxite argiloase; 6 – bauxite argiloase bogate în Fe; 7 – ferilite; 8 – ferilite bogate în Al; 9 – ferilite bauxitice; 10 – ferilite bogate în silice; 11 – ferilite argiloase; 12 – ferilit argilo-bauxitic; 13 – argilă; 14 – argilă bogată în Al; 15 – argilă bauxitică; 16 – argilă bogată în Fe; 17 – argilă ferilitică; 18 – argilă bauxito-ferilitică.

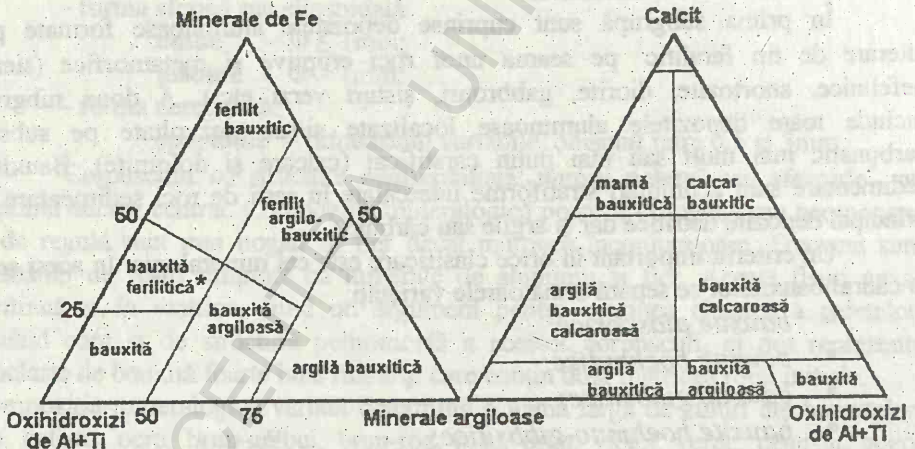


Fig. XIV.3. Diagrame ternare de clasificare a depozitelor constituite din oxihidroxizi de Al, minerale de Fe și minerale argiloase (după Bárdossy, 1982, cu modificări).

* – pentru bauxitele ferilitice se utilizează denumiri specifice dacă dintre mineralele de fier predomină unul: bauxite magnetice, bauxite hematitice, bauxite goethitice, bauxite chamositice, bauxite pirotoase, bauxite sideritice etc.

XIV.3. Petrochimie

Compoziția chimică a depozitelor aluminoase este dominată de Al_2O_3 .

DEPOZITE ALUMINOASE

Conținutul în acest oxid poate varia între o valoare minimă de circa 40% în crustele de alterare (laterite și/sau terra rossa) și valoarea maximă de aproximativ 80% în bauxitele albe diasporice. Pentru laterite și terra rossa, valoarea procentuală a Al_2O_3 variază între 40 și 50% iar pentru bauxite între 45 și 80%, cu o medie apropiată de 60% (tabelul XIV.31). De regulă, conținuturi mai ridicate prezintă bauxitele lateritice cu protolit sienito-nefelinic. Dintre varietățile de tranziție spre alte grupe de roci sedimentare, conținutul cel mai ridicat în Al_2O_3 apare la bauxitele argiloase deoarece mineralele argiloase au la rândul lor un conținut ridicat în acest oxid. Bioxidul de siliciu provine în principal de la mineralele argiloase și silice (cuarț, opal, calcedonie), prezentând valori cuprinse între câteva zecimi de procent și 15-20%.

Tabelul XIV.3

Conținutul mediu în principalii oxizi pentru unele bauxite.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	4,6	4,1	1,8	1,4	3,3	0,6	8,4
TiO ₂	0,4	2,9	1,1	2,2	0,7	0,2	0,8
Al ₂ O ₃	62,0	61,5	60,0	60,5	46,8	46,2	55,5
Fe ₂ O ₃	0,9	2,0	8,0	9,7	23,6	24,7	12,5
H ₂ O	31,6	28,7	28,4	25,5	22,9	26,3	-
Total	99,5	99,2	99,3	99,3	97,3	98,0	

- 1 - bauxite dezvoltate pe sienite nefelinice (Gordon et al., 1958; din Lelong et al., 1976);
- 2 - bauxite dezvoltate pe șisturi (Boulangé, 1973; din Lelong et al., 1976);
- 3 - bauxite dezvoltate pe granite (Boulangé, 1973; din Lelong et al., 1976);
- 4 - bauxite dezvoltate pe argilite (Cooper, 1936; din Lelong et al., 1976);
- 5 - laterite dezvoltate pe dolerite (Harrison, 1933; din Lelong et al., 1976);
- 6 - laterite dezvoltate pe amfibolite (Boulangé, 1973; din Lelong et al., 1976);
- 7 - bauxite formate pe charnokite (Rădulescu, Anastasiu, 1979).

Conținuturi mai scăzute apar în bauxitele lateritice (zecimi de procent sau câteva procente) iar valori mai ridicate prezintă acumulările de tip terra rossa și bauxitele de carst. Pentru un amestec de oxihidroxizi de aluminiu și caolinit în proporții molare egale, raportul Al_2O_3/SiO_2 ia o valoare apropiată de 4, funcție de raportul dintre mono și trihidrații de aluminiu (fig. XIV.4). Prin urmare, această valoare poate fi considerată ca limită inferioară doar pentru unele bauxite argiloase cu compoziție apropiată de limita cu compoziția argilelor bauxitice. Pentru exemplul luat în considerare, valoarea 2,3 corespunde unei compoziții de aproximativ 78% caolinit și 22% oxihidroxizi de aluminiu. Dacă depozitul

aluminos conține însă și o anumită cantitate de silice liberă, raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ scade foarte mult. În acest sens, pentru un amestec de 50% gibbsit, 35% caolinit și 15% silice liberă, raportul are valoarea 1,98. Dacă în locul caolinitului este un alt mineral argilos, valoarea este și mai scăzută, situație întâlnită la lateritele dezvoltate pe unele granitoide.

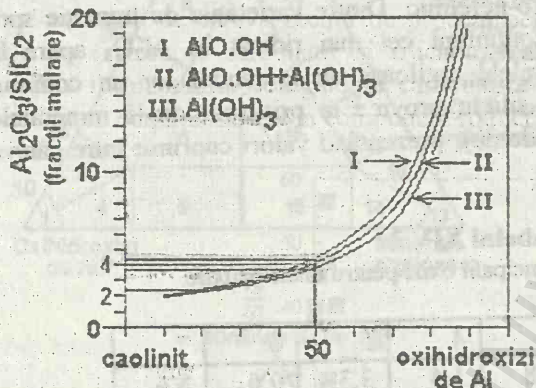


Fig. XIV.4. Variația raportului molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ pentru un amestec de caolinit și oxihidroxizi de Al în diverse proporții molare.

Situația se complică și mai mult dacă mai sunt prezenți și oxihidroxizi de fier. Astfel, în unele laterite feruginoase dezvoltate pe roci bazice alcaline, raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ poate avea valori foarte ridicate, de peste 5. Toate acestea fac ca definirea depozitelor aluminose doar în funcție de raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ să nu fie întotdeauna corectă.

Oxidul de fier apare în majoritatea bauxitelor în proporții semnificative. Uneori poate ajunge să reprezinte peste 35% din masă acestora dar de obicei valorile se încadrează în intervalul 15-25%. Numai în bauxitele albe, datorită unui proces intens de deferizare, conținutul poate să scadă sub 1%. Funcție de condițiile specifice de formare și evoluție în timp a bauxitelor, cei doi oxizi de fier - feric și feros - apar în cantități variabile. În cazul lateritelor predomină oxidul feric în raport cu cel feros iar conținutul este dependent de tipul de protolit sau rocă parentală pe care s-au format. Astfel, lateritele formate prin alterarea sienitelor nefelinice (fig. XIV.5 A), a argilelor cu conținut ridicat în caolinit (fig. XIV.5 B) și a unor granitoide (fig. XIV.5 B - proba G3) au cel mai scăzut conținut în Fe_2O_3 . Conținutul cel mai ridicat îl prezintă lateritele (și implicit bauxitele lateritice) cu protolit bazic sau argilos, în ultimul caz fiind vorba de argile cu conținut ridicat în montmorillonit (sursa fierului).

Lateritele formate pe seama rocilor ultrabazice se încadrează în mod obișnuit la depozite feruginoase (fig. XIV.5 A - probele U_n).

DEPOZITE ALUMINOASE

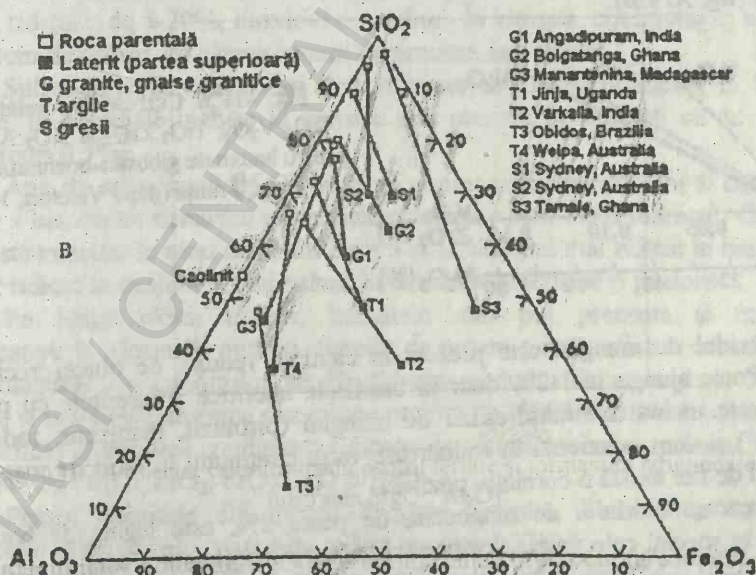
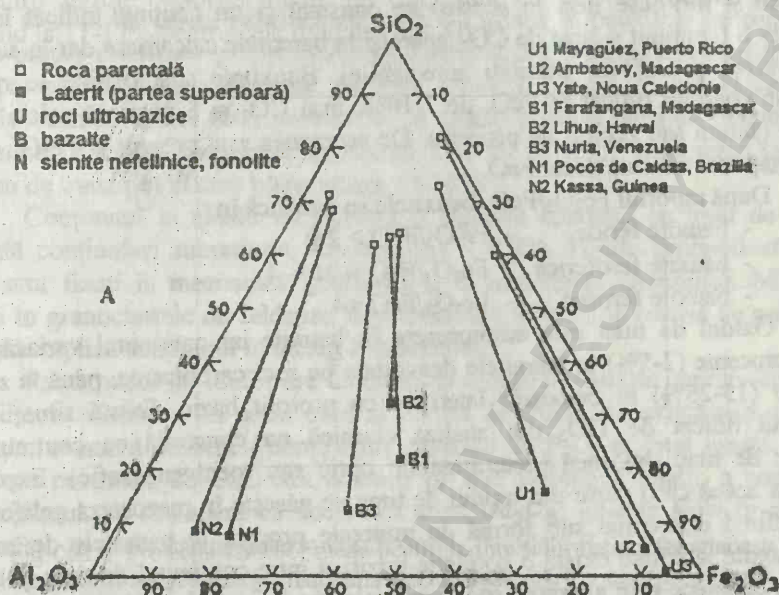


Fig. XIV.5. Variația pe verticală a conținutului în SiO_2 , Al_2O_3 și Fe_2O_3 al unor laterite formate pe diverse tipuri de roci (Schellman, 1974, cu modificări, din Lelong et al., 1976).

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Conținut ridicat în FeO , de 10-15%, rareori peste 20%, apare la bauxitele sideritice și piritose însă la acestea se constată și un conținut ridicat în CO_2 , respectiv S (conținut ridicat de CO_2 apare și la bauxitele calcaroase dar în acest caz este prezent și CaO în cantități apreciabile). Bauxitele chamositice se remarcă printr-un conținut ridicat în FeO , de 7-10%, însă CO_2 și S prezintă valori foarte scăzute (sutimi sau zecimi de procent). De asemenea este prezent și Fe_2O_3 , uneori în cantități mai ridicate decât FeO .

După raportul $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, bauxitele se clasifică în:

- bauxite ferice - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 20$;
- bauxite feroferice - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 20 \div 4$;
- bauxite feroase - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 4$

Oxidul de titan este omniprezent în bauxite iar conținutul variază de la câteva procente (2-5%) în bauxitele dezvoltate pe roci carbonatice, până la zeci de procente (15-25%) în bauxitele lateritice cu protolit bazic. Există situații când conținutul ridicat de TiO_2 din analiza chimică nu concordă cu conținutul în minerale de titan din rocă (determinabile optic sau roentgenografic). Explicația constă în aceea că o parte din oxidul de titan se găsește în mezostaza geliformă a rocii, nefiind diferențiat sub formă de minerale proprii. În bauxitele de carst și unele bauxite lateritice există o corelație pozitivă între conținutul de titan și cel de aluminiu deoarece prin alterarea rocii parentale are loc o îmbogățire relativă în cei doi oxizi (fig. XIV.6).

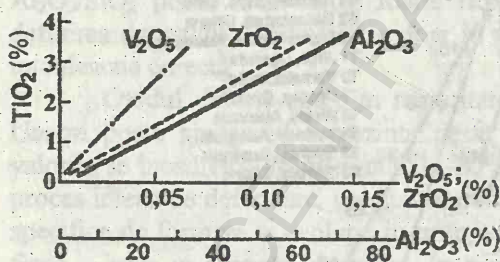


Fig. XIV.6. Curbele de corelație $\text{TiO}_2\text{-V}_2\text{O}_5$, $\text{TiO}_2\text{-ZrO}_2$ și $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ pentru bauxitele gibbsito-boehmitice din Les Baux, Franța (după Valeton, 1972).

Oxidul de mangan este prezent în cantități reduse, de obicei zecimi de procent. Poate ajunge la 1-2% doar în bauxitele lateritice și lateritele cu protolit bazic și este inclus în oxihidroxizii de mangan (piroluzit, manganit, todorokit, litiophorit¹) și doar ocazional în rodocrozit. Între conținutul în oxid de mangan și cel în oxid de fier există o corelație pozitivă.

Prezența oxidului de magneziu, de peste 2%, este legată de bauxitele feroase și în special cele verzi, cloritice (clinoclor). În celelalte tipuri mineralogice

¹ $\text{Al}_{14}\text{Li}_6\text{Mn}^{2+}_3\text{Mn}^{4+}_{18}\text{O}_{42}(\text{OH})_{42}$

DEPOZITE ALUMINOASE

de bauxite, acest oxid prezintă valori scăzute, de câteva zecimi de procent.

Oxidul de calciu prezintă valori mai ridicate în bauxitele de carst și mai ales în părțile inferioare și superioare ale acumulărilor. Prezența sa este datorată în principal calcitului iar conținutul său este corelabil cu cel de bioxid de carbon. Doar în cantități foarte mici provine de la apatit. În mod obișnuit prezintă valori subunitare. Rareori conținutul depășește 2%, cu excepția bauxitelor calcaroase (termen de tranziție) în care poate atinge 15-20%.

Conținutul în alcalii nu reflectă o legătură aparentă cu tipul de bauxite. Prezintă conținuturi subunitare, frecvent 0,1 – 0,2%. Foarte probabil că cei doi oxizi sunt fixați în mezostaza geliformă și în mineralele caolinitice. Mai pot fi incluși în granoclastele de feldspați însă cantitatea extrem de redusă de granoclaste nu poate explica conținutul în alcalii al bauxitelor.

Pentaoxidul de fosfor are un conținut mediu în bauxite cuprins între 0,4 și 0,6%. Între conținutul în acest oxid și oxidul de calciu nu există nici un fel de corelație, existând probe cu conținuturi evidente de P_2O_5 și total lipsite de CaO. Deoarece cantitatea de CaO din bauxite nu este suficientă pentru a constitui cu P_2O_5 apatitul, se consideră că acest din urmă oxid se găsește legat în alumo- și fero-fosfați, în unele cazuri determinabili optic. Totodată P_2O_5 mai poate fi inclus în stare dispersă, în mezostaza geliformă, nefiind legat într-un anume mineral.

În termenii de tranziție dintre bauxite și ferilitate sau calcare este prezent în cantități ridicate, de 5-20%, bioxidul de carbon. În bauxite, conținutul în acest oxid este extrem de scăzut, de câteva zecimi de procent, sau absent.

Sulfurul apare în conținuturi mai ridicate, de câteva procente, în bauxitele piritice. În bauxitele închise la culoare este prezent în cantități ce nu depășesc decât rareori 0,5%.

Apa de cristalizare (H_2O^+) este un component semnificativ al compoziției chimice a bauxitelor deoarece mineralele principale sunt oxizi hidratați. Conținutul în apă este cuprins, în mod obișnuit, între 9 și 12%, fiind mai ridicat în bauxitele cu conținut ridicat în caolinit și mai scăzut în bauxitele sideritice și piritice.

Pe lângă oxizii majori, bauxitele mai pot prezenta și conținuturi semnificative în elemente minore, funcție de natura petrografică a substratului pe care evoluează și a condițiilor de Eh-pH ale mediului de acumulare. Astfel, în lateritele și bauxitele lateritice dezvoltate pe roci cu chimism bazic (magmatice sau metamorfice) se remarcă conținuturi ridicate, de câteva zecimi de procent, de V_2O_5 , Cr_2O_3 , Ni_2O_3 , Co_2O_3 , ZrO_2 , SrO , CuO și BaO .

Pentru bauxitele din munții Pădurea Craiului, limitele de variație ale conținutului în principalii oxizi sunt redată în tabelul XIV.4.

Ceea ce se remarcă la aceste bauxite de carst este lipsa unei corelații evidente între Al_2O_3 și TiO_2 , dacă se iau în considerare toate probele (fig. XIV.7). Pe grupe de probe se constată însă atât o corelație pozitivă (de exemplu probele b_1

PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

– b_n) – cât și una negativă (probele $a_1 - a_n$). Considerăm că acest comportament este datorat faptului că mineralele de titan sunt în principal de tipul granoclastelor (distribuție întâmplătoare) și în mai mică măsură singenetice. Un argument în plus în favoarea acestei ipoteze este și lipsa unei corelații evidente între Fe_2O_3 și TiO_2 (fig. XIV.7). În schimb, între Al_2O_3 și Fe_2O_3 există o corelație negativă evidentă (fig. XIV.8). Această corelație este normală deoarece creșterea cantității de oxihidroxizi de aluminiu din bauxite impune scăderea cantității de oxihidroxizi de fier din rocă. Dacă corelația ar fi fost una pozitivă, cu tendințe mai mult sau mai puțin evidente, atunci roca ar fi trebuit să conțină în cantități variabile – dar mari – un mineral argilos bogat în fier și aluminiu.

Tabelul XIV.4

Limitele de variație ale conținutului în oxizi (%wt) pentru bauxitele din munții Pădurea Craiului (din Papiu et al., 1970).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Minim	1,16	2,04	44,74	1,20	nd	u	nd
Maxim	12,70	3,80	73,64	38,14	8,39	0,85	1,90
	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	
Minim	nd	nd	nd	u	nd	8,82	
Maxim	1,05	0,80	0,27	0,25	0,60	14,6	

nd – sub limita de detecție a aparatului; u – urme.

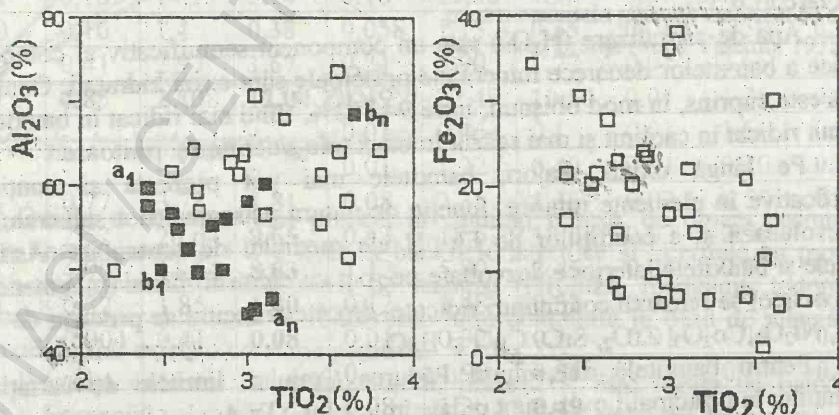


Fig. XIV.7. Proiecția unor probe de bauxită din munții Pădurea Craiului în diagramele $TiO_2 : Al_2O_3$ și $TiO_2 : Fe_2O_3$ (valorile utilizate din Papiu et al., 1970)

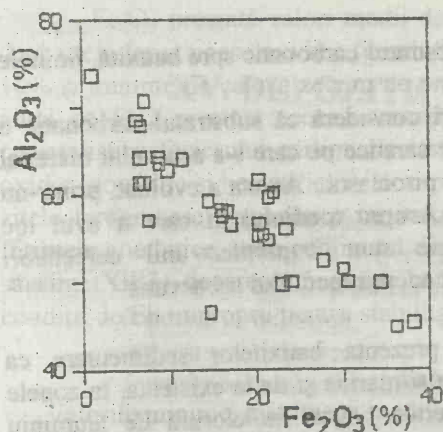


Fig. XIV.8. Corelația negativă dintre Fe_2O_3 și Al_2O_3 în bauxitele din munții Pădurea Craiului (valorile utilizate din Papiu et al., 1970).

XIV.4. Considerații petrogenetice

Diversitatea compozițională, texturală, morfologică și a condițiilor geotectonice și litofaciale în care apar bauxitele conturează ideea diversității proceselor petrogenetice prin care acestea se formează. În decursul timpului au fost elaborate foarte multe teorii genetice, mai mult sau mai puțin realiste sau argumentate. Astăzi, geneza bauxitelor este fundamentată pe două categorii de procese fundamentale:

- A. Chimice
- B. Mecanice.

A. *Procesele chimice* reprezintă esența conceptelor petrogenetice pentru marea majoritate a depozitelor de bauxită, deosebindu-se însă două ipoteze fundamental diferite și anume:

- ipoteza alterării;
- ipoteza precipitării.

Conform primei ipoteze, bauxitele reprezintă cruste de alterare fosile.

Pentru bauxitele ce repauzează peste roci magmatice și metamorfice și la care existența zonei de tranziție dintre bauxită și protolit este o certitudine, ipoteza alterării este unanim acceptată. Acestea reprezintă bauxitele lateritice. Pentru bauxitele de carst, părțile sunt împărțite. În prima jumătate a secolului XX și într-o măsură din ce în ce mai mică astăzi, se considera că acestea reprezintă acumulări fosile de terra-rossa. Marile neajunsuri ale acestei ipoteze sunt:

- nu poate explica conținutul relativ ridicat în Ti și în unele elemente

minore cum ar fi V, Cr, Ni etc.;

- absența zonei de tranziție de la substratul carbonatic spre bauxită, limitele fiind tranșante de cele mai multe ori.

În prezent tot mai mulți cercetători consideră că substratul carbonatic a jucat doar rolul de substrat litic cu suprafețe carstice pe care s-a acumulat material alumosilicatic, în special argile sau material piroclastic. Acesta a evoluat, printr-un proces de alterare feralitică spre laterite. Asupra mediului în care a avut loc alterarea materialului alumosilicatic, ideile sunt împărțite: unii cercetători consideră că acesta a fost subaerian, alții sunt adepții mediului subacvatic.

Ipoteza precipitării

Unii cercetători, plecând de la prezența bauxitelor sedimentare ca intercalații în formațiuni sedimentare lacustre și marine și de la existența, în zonele cu vulcanism recent, a unor izvoare minerale bogate în clorură de aluminiu (Insulele Kurile) sau curenți submarini foarte acizi și cu o mare cantitate de aluminiu și fier dizolvat (Kamciatka, Indonezia), consideră că acestea s-au format prin precipitare chimică. Există și în acest caz două curențe:

- precipitarea are loc din soluții reale, sursa aluminiului constituind-o soluțiile hidrotermale submarine;

- aluminiul și fierul sunt transportați de apele curgătoare sub formă coloidală; la vărsarea în lacuri sau bazine marine, are loc precipitarea coloizilor; sursa aluminiului și fierului este reprezentată în principal de alumosilicații din rocile magmatice, metamorfice și sedimentare dar nu sunt excluse nici izvoarele minerale asociate activității vulcanice.

B. Pentru o serie de bauxite sedimentare se acceptă, astăzi, caracterul clastic. Ele s-au format prin acumularea unui material detritic rezultat în urma dezagregării unor bauxite lateritice și de carst. Acestea sunt *bauxite alohtone*.

XV. DEPOZITE VULCANOCLASTICE

Termenul „vulcanoclastic” se referă la o mare varietate de roci care se formează ca o consecință a activității vulcanice și care constau în principal din material vulcanic ejectat. Depozitele vulcanoclastice aparțin la patru grupe:

- depozite piroclastice;
- depozite autoclastice;
- depozite hidroclastice (hialoclastice);
- depozite vulcanice epiclastice.

Cel mai important grup, cel al depozitelor piroclastice, cuprinde sedimente și roci formate din fragmente de material vulcanic rezultate în urma erupțiilor vulcanice explozive. Rocile autoclastice se formează prin fragmentarea lavei din coșul vulcanic sau din pânzele de lavă. Fragmentarea apare datorită deplasării lavei sau datorită exploziei gazelor conținute de lavă. Rocile hidroclastice conțin fragmente care s-au format în urma răcirii rapide a lavei sub apă sau sub gheață. Fragmentarea este foarte intensă iar fragmentele rezultate sunt angulare. Dacă răcirea este foarte rapidă și fragmentele sunt formate în principal din sticlă, rocile se mai numesc hialoclastice. Depozitele epiclastice sunt formate prin acumularea clastelor rezultate în urma dezagregării și alterării materialului vulcanic. Formarea acestor depozite implică un transport efectuat de apă și/sau aer.

Clasificarea depozitelor vulcanoclastice se face și după mărimea clastelor, limitele dimensionale corespunzând cu cele folosite și în clasificarea altor depozite clastice (tab. XV.1).

Fragmentele ce formează depozitele piroclastice au denumiri consacrate, în funcție de natura lor:

- vitroclaste – fragmente de sticlă vulcanică;
- cristaloclaste – fragmente de cristale sau cristale;
- litoclaste – fragmente de rocă preexistentă exploziei.

Raporturile cantitative dintre vitroclaste, cristaloclaste și litoclaste constituie un criteriu de clasificare a tufurilor (fig. XV.1). Rocile piroclastice se mai clasifică în funcție de compoziția mineralogică a materialului vulcanic în:

- tufuri riolitice;
- tufuri dacitice;
- tufuri andezitice;

DEPOZITE VULCANOCLASTICE

- tufuri bazice.

Tufurile se mai numesc și cinerite iar pentru tufurile care conțin între 10-50% material detritic se utilizează denumirea de “tufite”.

Tabelul XV.1

Clasificarea depozitelor vulcanoclastice (din Greensmith, 1989).

mm	Piroclastice		Autoclastice	Hidroclastice (hialoclastice)	Epiclastice	
	fragmente (tephra)	roci	roci	roci	fragmente	roci
256	Blocuri	Brecii piroclastice	Brecii intruzive, autobrecii	Hidrobrecii, hialobrecii	Blocuri	Brecii epiclastice vulcanice
	bombe	Aglomerate piroclastice			Bolovăniș	Conglomerate epiclastice vulcanice
64	Lapili	Tufuri lapilice			Pietriș	
2					Nisip	Gresii vulcanice
0,063				Hidrotuf, Hialotuf	Silt	Siltite vulcanice
0,004	Cenușă	Tuf	“Tuffisite”		Argilă	Argile vulcanice (bentonite)

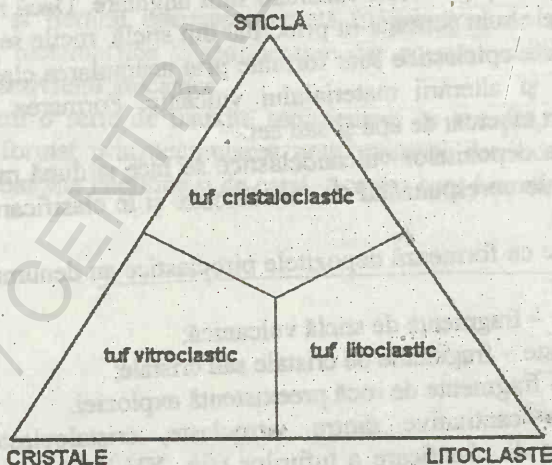


Fig. XV.1. Clasificarea tufurilor în funcție de natura fragmentelor vulcanice.

Bibliografie

- Altschuler Z. S., Clarke R. S., Young E. J. (1958) *Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 314-D, 87p.
- Anastasiu N. (1977) *Petrografia rocilor sedimentare; caiet de lucrări practice*. Univ. București, 377 p.
- “ (1986) *Procese petrogenetice sedimentare și asociații naturale de roci (curs litografiat)*. Univ. București, 257 p.
- “ (1988a) *Petrologie sedimentară*. Ed. Tehn., București.
- “ (1988b) *Rocile sedimentare (curs litografiat)*. Univ. București, 502 p.
- Anastasiu N., Jipa D. (1983) *Texturi și structuri sedimentare*. Ed. Tehn., București, 365 p.
- Atkins P. W. (1994) *Physical Chemistry*. Freeman, New York.
- Bárdossy G. (1982) *Karst Bauxites. Bauxite Deposits on Carbonate Rocks*. Akadémiai Kiadó. Budapest. 441p.
- Behl R. J., Garrison R. E. (1994) *The origin of chert in the Monterey Formation of California (USA)*. In: *Siliceous, Phosphatic and Glauconitic Sediments of the Tertiary and Mesozoic*. Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part C; Iijima A., Abed A. & Garrison (Eds.), VSP, Utrecht.
- Balș N., Cehiarov A., Momea L., Momea Gh. (1991) *Les rythmites carbonatées à substance organique de la formation grise contenant des gypses du Miocène inférieur (zone de courbure des Carpates Orientales)*. Rev. Roum. Geol., GÉOLOGIE, 35, p. 115-125.
- Berner R. A. (1995) *Chemical weathering and its effect on atmospheric CO₂ and climate*. In: *Chemical weathering rates of silicate minerals*; White A. F., Brantley S. L. (eds) Reviews in Mineralogy, vol. 31, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 565-581.
- Besnus Y. (1977) *Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer*. Sci. Géol. (Bull. et Mém.), 47, Strasbourg. 145p.
- Brantley S. L., Chen Y. (1995) *Chemical weathering rates of pyroxenes and amphiboles*. In: *Chemical weathering rates of silicate minerals*; White A. F., Brantley S. L. (eds) Reviews in Mineralogy, vol. 31, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 119-172.
- Braun J. J., Pagel M., Herbillon A., Rosin C. (1993) *Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study*. Geochim. Cosmochim. Acta, 57, p. 4419-4434.
- Castanier S., Perthuisot J. -P., Rouchy J. -M., Maurin A., Guelorget O. (1992) *Halite ooids in Lake Asal, Djibouti: biocrystalline build-ups*. Geobios, 6, p. 811-821.
- “ Perthuisot J. P., Matrat M., Morvan J.-Y. (1999) *The salt ooids of Berre salt works (Bouches du Rhône, France): the role of bacteria in salt crystallisation*. Sedim. Geol., 125, p. 9-21.
- Cătănă C., Grasu C., Niță M., Poptomas O. (1989) *Infrabucovinian sedimentary from Iacobeni-Vatra Dornei Window. Petrographical, chemical and mineralogical Study*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s. II, b, XXXV.
- Cathcart J. B., Gulbrandsen A. R. (1973) *Phosphate deposits*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 820, p. 517-525.

- Dean W. E. (1981) *Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ., 31, p. 213-231.
- Dove P. M. (1995) *Kinetic and thermodynamic controls on silica reactivity in weathering environments*. În: *Chemical weathering rates of silicate minerals*; White A. F., Brantley S. L. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 31, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 235-290.
- Drees L. R., Wilding L. P., Smeck N. E., Senkayi A. I. (1989) *Silica in soils: Quartz and disordered silica polymorphs*. În: *Minerals in Soil Environments*; Dixon J. B., Weed S. B. (eds). Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI, p. 913-974.
- Drever J. I. (1988). *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, 437 p.
- Ebens J. R., Connor J.J. (1980) *Geochemistry of Loess and Carbonate Residuum*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 954-G, 32p.
- Eckardt F. D., Spiro B. (1999) *The origin of sulfur in gypsum and dissolved sulphate in the Central Namib Desert, Namibia*. Sedim. Geol., 123 (3-4), p. 255-273.
- Eggleton R. A. (1986) *The relation between crystal structure and silicate weathering rates*. În: Colman S. M., Dethier D. P. (Eds.), *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press, Orlando, 603 p.
- Ehlers G. E., Blatt H. (1982) *Petrology igneous, sedimentary and metamorphic*. W.H. Freeman and Comp., San Francisco, 732 p.
- Einsele G. (1992) *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin.
- Filipescu M. G., Botez C., Olaru D., Donos M., Donos I. (1966) *Chimismul și sturcturile negre de pe valea Covasna. Complexul sistos și complexul gresiei glauconitice silicificate*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, s. Iib., VI/2, Iași.
- Flicoteaux R. (1982) *Genèse des phosphates alumineux de Sénégal Occidental. Étapes et guides de l'altération*. Sci. Géol. (Bull. et Mém.), 67, Strasbourg. 145p.
- Folk R. L. (1959) *Practical petrographic classification of limestones*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43, p. 1-38.
- Friedman G. M., Sanders J. E., Kopaska-Merkel D. C. (1992) *Principles of Sedimentary Deposits*. Macmillan, New York, 574 p.
- Füchtbauer H., Richter D. K., (1988) *Karbonategesteine*. În: Füchtbauer H. (ed), *Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart, Stuttgart, p.233-434.
- Garrels M. R., Mackenzie F. T. (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks*. W.W.Norton & Company, Inc. New York, 397p.
- Götze J., Nasdala L., Kleeberg R., Wenzel M. (1998) *Occurrence and distribution of "moganite" in agate/chalcedony: a combined micro-Raman, Rietveld, and cathodoluminescence study*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 1, p. 96-105. Springer.
- Grasu C., Catană C., Grinea D. (1988) *Flișul carpatic. Petrografie și considerații economice*. Ed. Tehn., București.
- “ Catană C., Turculeț L., Niță M. (1995) *Petrografia mezozoicului din "Sinclinalul marginal extern"*. Ed. Acad. Române.
- “ Catană C., Boboș I. (1996) *Petrografia formațiunilor din flișul intern carpatic*. Ed. Tehn., București.

- “ **Miclăuș C., Catană C., Boboș I. (1999)** *Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză*. Ed. Tehn., București.
- Greensmith J. T. (1989)** *Petrology of the sedimentary rocks*. Unwin Hyman Ltd. London, 262p., (7th ed).
- Heaney P. J. (1994)** *Structure and chemistry of the low-pressure silica polymorphs*. În: *Silica. Physical behavior, geochemistry and materials applications*; Heaney P. J., Prewitt C. T. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 29, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 1-40.
- Heaney P. J., Post J. E. (1992)** *The widespread distribution of a novel silica polymorph in microcrystalline quartz varieties*. Science, 225, p. 441-443.
- Hill I. G., Worden R. H., Meighan I. G. (2000)** *Geochemical evolution of a palaeolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland*. Chem. Geol., 166/1-2, p. 65-84.
- Idriceanu Tr., Iorga N., Erhan V., Covali G. (1966)** *Cercetări mineralogice și geochimice asupra unor argile sarmatice și a depozitelor loessoide din terasele Prutului dintre localitățile Probota și Românești*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s. II, b, XII, p. 1-12.
- Idriceanu Tr., Iorga N., Erhan V., Covali G. (1968)** *Cercetări mineralogice și geochimice asupra unor argile din Podișul Moldovenesc*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s. II, b, XIV, p. 7-27.
- Idriceanu Tr., Erhan V., Iorga N., Covali G. (1970)** *Cercetări mineralogice și geochimice asupra unor argile din Podișul Moldovenesc. Argilele de la Mihăileni (Dorohoi), Argilele de la Costișa (Suceava)*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s. II, b, XVI, p. 1-20.
- Ionesi L., Grasu C., Popescu L. (1994)** *Olistolitele din formațiunea de Gura Șoimului*. St. Cerc. Geologie, t. 39, p. 59-69, București.
- James H. L. (1966)** *Chemical composition and occurrence of iron-bearing minerals of sedimentary rocks, and composition, distribution, and geochemistry of ironstones and iron-formations*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 440-W, 61p.
- Jeans C. V., Fallick A. E., Fisher M. J., Merriman R. J., Corfield R. M., Manighetti B. (1997)** *Clay- and zeolite-bearing Triassic sediments at Kaka Point, New Zealand: evidence of microbially influenced mineral formation from earliest diagenesis into the lowest grade of metamorphism*. Clay Min., 32, p. 373-423.
- Kastner M. (1999)** *Oceanic minerals: Their origin, nature of their environment, and significance*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 96, p. 3380-3387.
- Klein C., Hurlbut C. S., Jr. (1985)** *Manual of Mineralogy*. John Wiley and Sons, Inc.
- Knauth L. P. (1994)** *Petrogenesis of chert*. În: *Silica. Physical behavior, geochemistry and materials applications*; Heaney P. J., Prewitt C. T. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 29, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 233-258.
- Lasaga A. C. (1995)** *Fundamental approaches in describing mineral dissolution and precipitation rates*. În: *Chemical weathering rates of silicate minerals*; White A. F., Brantley S. L. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 31, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 23-86.
- Lelong F., Tardy Z., Grandin G., Trescases J.J., Boulangé B. (1976)** *Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits*. În: *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*. Wolf K. H. (ed), vol. III, p. 93-133. Elsevier, Amsterdam.

- Love J. D. (1964) *Uraniferous phosphatic lake beds of Eocen age in nermontane basins of Wyoming and Utah*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 474-E, 66p.
- Martin J. H., Gordon R. M. (1988) *Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity*. Deep Sea Res., 35, p. 177-196.
- “ Coale K. H., Johnson K. S., Fitzwater S. E., Gordon R. M., Tanner S. J. (1994) *Testing the iron phytothesis in ecosystems of the equatorial Pacific*. Nature, 371, p. 123-129.
- Michalik D. (1996) *Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporites in SE Spain*. Sedim. Geol., 106, p. 203-222.
- Miki T., Matsueda H. (1985) *Genesis of the Paleogene Purple-Red Beds in Western Kyushu, Japan*. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol., XXV, No.3, p. 408-413.
- Mordberg L. E. (1993) *Patterns of distribution and behaviour of trace elements in bauxites*. Chem. Geol., 107, p.241-244.
- Murray H. H. (1988) *Kaolin minerals: their genesis and occurrences*. În: *Hydrous phyllosilicates*, Bailey S. W. (ed). Reviews in Mineralogy, vol. 19, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 67-90.
- Nagy K. L. (1995) *Dissolution and precipitation kinetics of sheet of silicates*. În: *Chemical weathering rates of silicate minerals*, White A. F., Brantley S. L. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 31, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 173-234.
- Onac B. P. (1999) *Carstologie generală*. Curs multiplicat, Univ. „Babeş-Bolyai” Cluj-Napoca.
- Papiu V. C. (1960) *Petrografia rocilor sedimentare*. Ed. Ştiinţ., Bucureşti.
- Papiu V. C., Minzatu S., Iosof V., Udrescu C., Giuşcă R. (1970) *Caractères chimico-minéralogiques des bauxites du massif de Pădurea Craiului*. An. Inst. Geol., 38, p. 111-179.
- “ Alexandrescu G., Rogge-Ţăranu E. (1976) *Studiul minerelelor grele din seria argilitelor vărgate din pînza sîsturilor negre*. D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXII/1, Bucureşti.
- Perseil E. A. (1987) *Les micronodules dans les noyaux des mudules polymétalliques du Bassin Indien Central*. Canad. Mineral., vol. 25, p. 589-602.
- Plank T., Langmuir H. C. (1993) *The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle*. Chem. Geol., 145, p. 325-394.
- Rădulescu D., Anastasiu N. (1979) *Petrologia rocilor sedimentare*. Ed. Did. Pedag., Bucureşti. 483p.
- Reynolds R. C., Jr. (1988) *Mixed layer chlorite minerals*. În: *Hydrous phyllosilicates*, Bailey S. W. (ed). Reviews in Mineralogy, vol. 19, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 601-630.
- Riggs S. R. (1979) *Petrology of the Tertiary Phosphorite System Florida*. Econ. Geol., 74, p. 195-220.
- Ruhin L. B. (1966) *Bazele litologiei*, Bucureşti.
- Sellwood B. W. (1993) *Structure and origin of limestones*. Jour. Geol. Soc., 150, p. 801-809, London.
- Smith G. L., Medrano M. D. (1996) *Continental borate deposits of cenozoic age*. În: *Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry*, Grew E. S., Anovitz L. M. (eds). Reviews in Mineralogy, vol. 33, Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., p. 173-234.

- Sposito G., Skipper N. T., Sutton R., Park S.-H., Soper A. K. (1999) *Surface geochemistry of the clay minerals*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 96, p. 3358-3364.
- Stoica C., Gherasie I. (1981) *Sarea și sărurile de potasiu și magneziu din România*. Ed. Tehn., București, 247 p.
- Valeton I. (1972) *Bauxites*. În: *Development in Soil Science*, vol. I, 226p. Elsevier, Amsterdam.
- Teichert C. (1970) *Oolite, oolith, ooid: Discussion*. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol., 54, p. 1748-1749).
- Trendall A. F. (1983) *Iron-formation facts and problems*. În: *Developments in Precambrian geology*. Trendall A. F., Morris R. C. (eds). Elsevier, Oxford.
- Trudinger P. A. (1976) *Microbiological processes in relation to ore genesis*. În: *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*. Wolf K. H. (ed), vol. II, p. 135-190. Elsevier, Amsterdam.
- Tucker M. E., Wright V. P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 482 p.
- Yoshii M., Goto H., Katada M. (1997) *Major and trace elements of the Paleozoic-Mezozoic chert in the North Kitakami Mountains, Northeast Japan*. Bull. Geol. Survey of Japan, vol. 48 (10), p. 567-584.
- Wopfner H., Schwarzbach M. (1976) *Ore deposits in the light of paleoclimatology*. În: *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*. Wolf K. H. (ed), vol. III, p. 43-92. Elsevier, Amsterdam.

CUPRINS

<i>Introducere</i>	
Cap. I. Bazine sedimentare.....	5
Cap. II. Procese sedimentare depoziționale.....	12
II.1. Procese depoziționale fizice.....	12
Dezagregarea.....	13
Transportul materialului.....	16
Acumularea clastelor.....	22
II.2. Procese depoziționale chimice.....	23
Alterarea.....	23
<i>Produsele alterării</i>	43
Transportul în soluție.....	48
Precipitarea chimică.....	54
II.3. Procese depoziționale biotice.....	58
Biosecreția minerală.....	58
Acreția algală și cimentarea biotică.....	59
Peletizarea.....	60
Cap. III. Sisteme depoziționale.....	61
III.1. Domeniul continental.....	61
Sistemul fluviatil.....	61
Sistemul lacustru.....	62
Sistemul glaciar.....	66
Sistemul deșertic.....	67
Sistemul speleean.....	68
III.2. Domeniul de tranziție.....	70
III.3. Domeniul marin.....	71
Sistemul litoral.....	71
Sistemul șelfului.....	72
Sistemul bazinelor adânci.....	73
Cap. IV. Procese postdepoziționale (Diageneza).....	76
Cap. V. Textura și structura sedimentelor și rocilor sedimentare.....	84
V.1. Textura.....	84
V.2. Structura.....	84
Cap. VI. Depozite epiclastice.....	93
VI.1. Constituenți sedimentelor și rocilor epiclastice.....	93
VI.2. Mineralogia depozitelor epiclastice.....	96
VI.3. Sistematică și petrografie.....	99
VI.4. Petrochimia depozitelor detritice.....	106
Cap. VII. Depozite argiloase.....	111
VII.1. Mineralogia depozitelor argiloase.....	111
VII.2. Capacitatea de schimb ionic a mineralelor argiloase.....	113
VII.3. Capacitatea de adsorbție a mineralelor argiloase.....	115
VII.4. Sistematica și nomenclatura depozitelor argiloase.....	116
VII.5. Petrochimia argilelor.....	122

VII.6. Considerații genetice.....	124
VIII. Calcare și dolomite.....	127
VIII.1. Mineralogia calcarelor și dolomitelor.....	127
VIII.2. Petrografia sedimentelor și rocilor carbonatice.....	129
VIII.3. Sistematica și nomenclatura rocilor carbonatice.....	132
Calcare.....	133
Dolomite.....	137
VIII.4. Petrochimia depozitelor carbonatice.....	137
IX. Depozite silicioase.....	141
IX.1. Mineralogia depozitelor silicioase.....	141
IX.2. Sistematică și nomenclatură.....	142
IX.3. Chimismul silicolitelor.....	148
IX.4. Considerații genetice.....	151
X. Depozite fosfatice.....	153
X.1. Mineralogia depozitelor fosfatice.....	153
X.2. Sistematică și caractere petrografice.....	155
X.3. Petrochimia depozitelor fosfatice.....	163
X.4. Petrogeneza depozitelor fosfatice.....	165
XI. Evaporite.....	168
XI.1. Mineralogia evaporitelor.....	168
XI.2. Sistematica evaporitelor.....	169
Evaporite saline.....	170
Evaporite cu sulfuri.....	172
Evaporite cu carbonați.....	175
Evaporite cu carbonați.....	175
XI.3. Considerații petrogenetice.....	176
XII. Depozite feruginoase.....	177
XII.1. Mineralogia depozitelor feruginoase.....	177
X.2. Sistematică și petrografie.....	180
X.3. Petrochimia depozitelor feruginoase.....	186
X.4. Considerații genetice.....	193
XIII. Depozite manganoase.....	198
XIII.1. Compoziția mineralogică.....	198
XIII.2. Sistematică și aspecte petrografice.....	199
XIII.3. Nodulii polimetaliici.....	201
XIII.4. Considerații petrochimice.....	202
XIII.5. Considerații petrogenetice.....	205
XIV. Depozite aluminosae.....	208
XIV.1. Mineralogia depozitelor aluminosae.....	208
XIV.2. Petrografie și sistematică.....	213
XIV.3. Petrochimia bauxitelor.....	216
XIV.4. Considerații petrogenetice.....	223
XV. Depozite vulcanoclastice.....	225
<i>Bibliografie</i>	

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LEI=42.500=